ACTA GEOLOGICA POLONICA
VOL. V, No. 3 — WARSZAWA 1955 — PARS GEOLOGICA

STEFAN ZBIGNIEW RÓŻYCKI

Parkinsonie, garantiany i strenocerasy
z doggeru obrzeżenia Gór Świętokrzyskich i ich znaczenie stratygraficzne

WSTĘP

Z doggeru wschodniego, północnego i pn.-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich udało mi się w różnych latach zebrać trzydzieści parę okazów amonitów, pochodzących z dolnych i środkowych ogniw tej serii. Prócz tego jeden okaz odnalazłem w starych zbiorach dawnego Zakładu Geologii U. W. (kolekcja St. Kontkiewicza sen.) oraz 3 okazy otrzymałem od Kolegów: prof. R. Krajewskiego (z Korycisk), mgra M. Kobyłeckiego (z Trębowca) i bardzo cenny okaz garantiany od mgra Wł. Karaszewskiego (z Małachowa). Wszystkim Kolegom na tym miejscu dziękuję za udostępnienie okazów.

Spośród tego zbiorku amonitów środkowo-jurajskich, który kilkakrotnie przekracza ilościowo wszystkie dotychczas znane ich znaleziska, kilkanaście okazów nadawało się do dokładniejszego oznaczenia i zasługiwało na bliższe zainteresowanie, gdyż znaczna ich większość należała do gatunków, a w kilku przypadkach nawet i do rodzajów, dotychczas nieznanych z tego regionu lub nawet nie notowanych jeszcze w Polsce.

Wszystkie wymienione okazy uległy zniszczeniu w czasie działań wojennych. Zachowały się jednak brulionowe kartki z oznaczeniami, pomiarami i dość dokładnymi opisami większości ważniejszych okazów, które po uporządkowaniu uważałem za słuszne opublikować, gdyż materiał ten daje nowe możliwości opracowania stratygrafii doggeru świętokrzyskiego, szanse zaś szybkiego powtórzenia się niektórych znalezisk nie są zbyt wielkie.

W naszej literaturze geologicznej znajdujemy parę wzmianek o znalezieniu w Górach Świętokrzyskich łącznie kilku okazów parkinsonii które były oznaczane jako „*Parkinsonia* sp.“ lub „*Parkinsonia parkinsoni*“.

Lewiński (1901, *9*)* w czasie swych badań nad jurą wschodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich nie znalazł ani jednego oznaczalnego amonita z doggeru tego rejonu.

Samsonowicz (1928, *25*, str. 132-134; 1934, *26*, str. 31) wymienia parkinsonie z Wyszmontowa i Jedlanki (z konkrecji w górnej części kompleksu ciemnych iłołupków) oraz z przekopu szosy na północ od Lubienia (z piaskowców leżących powyżej dolnej części serii ilastej).

Passendorfer (1922, 1928, 1930, *14*; 1939, *15*) znajdował parkinsonie w Szarbsku (w piaskowcu żelazistym), Giełzowie (konkrecje wśród szarych iłów) oraz w okolicy Inowłodza.

Prócz tego Cz. Kuźniar (1928, *8*, str. 714) wzmiankuje, że skały z Parczowa „zawierają faunę z *Parkinsonia parkinsoni*“.

W 1938 r. (1939, *21*, str. 45) znalazłem pierwsze parkinsonie w podwapieniakach w okolicach Jastrzębia, a w pracy późniejszej (1949, *23*, str. 233) podałem wiadomość o występowaniu w tych skałach *Parkinsonia schloenbachi* i *Park. eimensis*.

Lista obecnie publikowana obejmuje 13 gatunków i odmian parkinsonii oraz nowe dla Gór Świętokrzyskich rodzaje *Garantiana* (2 gatunki), *Strenoceras* (1 gatunek) oraz jeden gatunek nieznanego dotychczas z doggeru Polski, oryginalnego rozwiniętego amonita *Apsorroceras (Baculatoceras?) cylindricus* Baug. & Sauz.

Całość znajdującego się w opracowaniu zbiorku amonitów pochodzi z różnych miejscowości, które przytaczam w kolejności geograficznej posuwając się ze wschodu na zachód.

A. „*Jura Radomska*“ (pn.-wschodnie obrzeżenia Gór Świętokrzyskich)

1. Trębowiec koło Mirca	— *Parkinsonia* aff. *radiata* Renz	1 okaz
2. Orłów koło Jastrzębia	— *Strenoceras subfurcatum* Ziet. var. *oolithicum* Qu.	1 okaz
3-5. „ „ „	— *Strenoceras* sp. (cf. *subfurcatum* Ziet.)	3 okazy
6-10. „ „ „	— *Apsorroceras (Baculatoceras?) cylindricus* Baug. & Sauz.	5 okazów
11. Chustki koło Szydłowca	— *Subgarantiana suevica* Wetz.	1 okaz

* Cyfry *kursywą* w nawiasach odsyłają do spisu literatury na końcu artykułu.

12. Zastronie koło Wysokiej — *Parkinsonia schloenbachi* Schlippe 1 okaz
13. „ „ „ — *Parkinsonia* cf. *eimensis* Wetz 1 okaz
14. Koryciska koło Wieniawy — *Parkinsonia depressa* Qu. 1 okaz

B. „*Jura Inowłodzka*" (północne obrzeżenia Gór Świętokrzyskich)

15. Zakościele pod Inowłodzem — *Parkinsonia schloenbachi* Schlippe 1 okaz
16. „ „ „ — *Parkinsonia eimensis* Wetz. 1 okaz
17-18. „ „ „ — *Parkinsonia* sp. 2 okazy
19. Dęborzeczka — *Parkinsonia schloenbachi* Dorn (non Schlippe) 1 okaz
20. „ — *Parkinsonia* sp. 1 okaz

C. „*Jura Opoczyńska*" (pn.-zachodnie obrzeżenie Gór Świętokrzyskich)

21. Małachów koło Petrykóz — *Subgarantiana subangulata* Wetz. 1 okaz
22-24. Parczów k. Białaczowa — *Parkinsonia subarietis* Wetz. 3 okazy
25-28. „ „ „ — *Parkinsonia* cf. *subarietis* Wetz. 4 okazy
29. „ „ „ — *Parkinsonia* cf. *parkinsoni* Sow. 1 okaz
30. „ „ „ — *Parkinsonia friederici-augusti* Wetz. 1 okaz
31. „ „ „ — *Parkinsonia depressa* Qu. var. *robusta* Wetz. 1 okaz
32-33. „ „ „ — *Parkinsonia* cf. *depressa* Qu. 2 okazy
34. „ „ „ — *Parkinsonia neuffensis* Opp. 1 okaz
35. „ „ „ — *Parkinsonia* cf. *pseudoparkinsoni* Wetz. 1 okaz
36. „ „ „ — *Parkinsonia ferruginea* Opp. var. *dorni* nov. var. 1 okaz
37. Niemojewice — *Parkinsonia* aff. *württembergica* Opp. (*ferruginea* Opp.?) 1 okaz

Do najcenniejszych znalezisk z całej tej listy niewątpliwie należą *Strenoceras subfurcatum* Ziet. var. *oolithicum* Qu. oraz *Subgarantiana subangulata* Wetz., które pochodzą z najniższych warstw doggeru świętokrzyskiego i pozwalają określić czas, w którym północne obrzeżenie Masywu Świętokrzyskiego zalane zostało przez transgresję jury środkowej.

OGÓLNA CHARAKTERYSTYKA DOGGERU ŚWIĘTOKRZYSKIEGO

Dogger świętokrzyski reprezentuje osady wybitnie płytkiego morz otaczającego istniejącą już w tym czasie wyniosłość Masywu Świętokrzy skiego, który tworzył dość daleko ku północy wysunięty półwysep wię szej masy lądowej, leżącej na południu i zalewanej przez transgresję po koniec jury środkowej.

O płytkowodnym charakterze doggeru świadczy m. in. zdecydowan przewaga skał ze znaczną domieszką grubszych frakcji materiału tery genicznego, stanowiącego często główny ich składnik, oraz duża zmien ność facjalna osadów występująca nieraz nawet na niewielkich przestrze niach. Wniosek ten popierają jeszcze często dające się zauważyć ślady fa lowania i pełzania oraz wybitna przewaga małżów we wszystkich bardzie zoogenicznych skałach. Nierzadko są to prawie typowe lumaszele z potłu czonych skorup małżów, wśród których występuje licznie *Pseudomonotis* ostrygowce złożone z drobnych *Ostrea* lub niekiedy *Gryphaea*.

W piaskowcach spągowych lokalnie czasem dość licznie trafiają si odlewy wyrzuconych na piaszczyste plaże meduz *(Medusina gorgonoides)*

W kilku przypadkach w dolnych seriach można było stwierdzić po nad wszelką wątpliwość istnienie śladów rozmywania poprzednio osadzo nych warstw i wypełniania przez późniejsze osady typowych zagłębien erozyjnych (rejon opoczyński).

Taki charakter osadów z góry pozwala się spodziewać istnienia du żych trudności przy przeprowadzaniu szczegółowych paralelizacji i usta laniu wieku poszczególnych ogniw oraz możliwości pomyłek szczególnie wtedy, gdy te nawiązania opierają się na cechach litologicznych skał wie lokrotnie powtarzających się w różnych wiekowo seriach. Szczególnie złudne pod tym względem są kilkakrotnie powtarzające się wkłady bia łych lub żółtawych kruchych piaskowców, czasem bardzo zbliżonych do piaskowców liasowych („szydłowieckich"). Również kilkakrotnie powta rzają się w najrozmaitszych odmianach szare, ciemnoszare i czarne iły iłołupki, oraz muły o zmiennych typach warstwowania i niejednakowym stopniu zapiaszczenia.

Większą wartość dla „stratygrafii litologicznej" jury środkowej pół nocno- i wschodnio-świętokrzyskiej mają wkłady skał zoogenicznych o bardziej jednorodnych cechach charakterystycznych oraz o większej ciągłości i rozprzestrzenieniu poziomym. Należą do nich przede wszystkim bardzo swoiste skały, nieznane w Jurze Krakowsko-Częstochowskiej, lo kalnie nazywane przez ludność „podwapieniakami", gdyż „podchodzą pod wapień", ale są odeń odmienne. Skały te w literaturze geologicznej były nazywane „piaszczystymi wapieniami" lub „piaskowcami wapnistymi". Skały te mają zmienny charakter, niekiedy przypominają wapienie kryno idowe, to znowu muszlowe i lumaszele lub zbity wapień krystaliczny

barwy brunatnawo-żółtej. Interesujący jest ich skład chemiczny, gdyż, poza stale towarzyszącą tym skałom dość znaczną domieszką piasku i najczęściej dominującym węglanem wapnia, prawie zawsze konstatuje się zmienne ilości węglanów magnezu i żelaza. W poszczególnych partiach skały, mających nieraz nawet bardziej pokaźne miąższości, ale zmiennych regionalnie, te dwa wyżej wymienione węglany czasem uzyskują przewagę nad $CaCO_3$ tworząc skały zbliżone do dolomitów.

Podwapieniaki zarówno swym charakterem litologicznym, jak i składem chemicznym nie tworzą jednolitego typu skały, ale stanowią cały bardzo różnorodny ich szereg, zajmujący położenie przejściowe między skałami, w których składzie, jako elementy zasadnicze, biorą udział trzy wymienione wyżej węglany. Najsłuszniejsza byłaby dla nich, zdaje się, nazwa „piaszczystych wapieni ankerytowych", gdyż w tym kierunku prowadzą wyniki analiz chemicznych i obserwacje w szlifach. Do czasu definitywnego opracowania petrograficznego tych skał uważam za właściwe stosowanie dla nich nazwy ludowej „podwapieniaków", od dawna używanej w Radomskiem. Nazwa ta brzmi dobrze po polsku i zasługuje w pełni na jej wprowadzenie do polskiej literatury naukowej.

Następną ważną sprawą jest zanotowanie faktu, że skały podwapieniakowe w ciągu trzeciorzędu na wychodniach regionalnie ulegały procesom, które spowodowały pełne usunięcie z nich węglanów wapnia i magnezu oraz redukcję węglanów żelaza na tlenki, tak że na wychodniach zamiast poprzednio wymienionych skał często spotykamy jedynie piaski scementowane tlenkami żelaza. Te rezydualne skały są zwykle silnie porowate i kruche, ale zachowują pierwotną strukturę podwapieniaków i zawartych w nich szczątków organicznych. Znajdowane w nich były liczne małże, a nawet i amonity.

Zjawiska te tłumaczą ogromną różnorodność w wyglądzie tych skał na wychodniach lub blisko powierzchni i w głębi po upadzie, co niejednokrotnie wprowadzało w błąd niektórych badaczy.

Z punktu widzenia stratygraficznego ważny jest fakt, że podwapieniaki lub pochodne od nich skały w Górach Świętokrzyskich nie występują w dolnej części doggeru, ale pojawiają się w jego części środkowej, jak to zobaczymy niżej, prawie jednocześnie na całej przestrzeni wschodniego, północnego i pn.-zachodniego obrzeżenia od okolic Ostrowca nad Kamienną, aż po okolice Żarnowa w Opoczyńskiem.

W wyniku szczegółowego przestudiowania na wychodniach kilkunastu dość pełnych przekrojów przez serie jury środkowej, kierując się m. in. dolną granicą podwapieniaków (lub odpowiadających im na wychodniach skał) jako horyzontem charakterystycznym, mogłem ustalić schemat stratygraficzny dla doggeru świętokrzyskiego, który w ogólnym zarysie przedstawia się w sposób następujący (p. tabl. I).

A. *Seria piasków i piaskowców spągowych*

1. W najniższej części są to drobnoziarniste białe i żółtawe piaskowce lub piaski kwarcowe, dobrze przesegregowane z cienkimi (do paru centymetrów) przewarstwieniami białych lub różowych glinek.

2. W części środkowej — piaskowce białe lub żółtawo-szare, kruche, czasem grubopłytowe i bardzo zbliżone do niektórych odmian słabiej scementowanych piaskowców dolnego liasu.

3. W górnej części — piaski, rzadziej piaskowce średnio- i gruboziarniste, na wychodniach czasem scementowane w tzw. „żeleźniaki" (piaskowce o lepiszczu limonitowym), często z dość liczną fauną małżową. W niektórych rejonach zawierają jeden lub dwa niegrube (parometrowe) wkłady ciemnoszarych iłów.

Miąższość całej serii zmienna, od kilku do kilkudziesięciu metrów.

Seria ta w pn.-wschodnim i pn.-zachodnim obrzeżeniu leży niezgodnie na zaburzonych warstwach liasu. Wyraźne niezgodności w stosunku do podłoża tej serii konstatowałem w paru miejscach na pn.-wschodnim obrzeżeniu (Jankowice, Krzcięcin, Korżyce) oraz w pn.-zachodniej jego części w południowej części Opoczyńskiego (Sitowa, Petrykozy, Sobień i inne).

Niejasny jest stosunek jury środkowej do podłoża w północnym obrzeżeniu, gdzie z jednej strony spągowa seria piaszczysta dolnego wezulu jest wyraźnie zredukowana lub miejscami wręcz jej brak, z drugiej strony istnieją dane, aby wnioskować, że między doggerem i dolnym liasem pojawia się nowa seria, bardziej na południu nieznana, ale znajdująca swoje odpowiedniki w aalenie Kujaw.

B. *Dolna seria ilasta*

Ponad serią piasków i piaskowców spągowych leży następna duża seria, w której na ogół dominują skały ilaste. Skład tej serii regionalnie wykazuje duże zróżnicowanie, wyrażające się przede wszystkim zmianami w zapiaszczeniu i pojawianiem się lub zanikaniem wkładów piaskowcowych. Dają się tu wyróżnić trzy kompleksy warstw, które można było prześledzić na większych przestrzeniach.

4. Dolną część dolnej serii ilastej stanowi kompleks ciemnoszarych, tłustych lub piaszczystych iłów i iłołupków oraz tzw. „przekładańców" ilasto-piaszczystych (naprzemianległe paromilimetrowe regularne warstewki iłu i piasku drobnego, rytmiką osadu przypominające czwartorzędowe „warwy", ale o znacznie silniej wyrażonym kontraście między poszczególnymi warstewkami). W niektórych rejonach, przede wszystkim na pn.-zachodnim obrzeżeniu, wśród osadów ilastych pojawia się parę, a nawet kilka wkładów piaskowców kruchych lub piasków (zbliżonych do wyżej opisanych z serii spągowej) od kilku do kilkunastu metrów miąższości. Wkłady te wykazują dużą zmienność facjalną i często wyklinowują się na niewielkich przestrzeniach.

Na wschodnim obrzeżeniu większych wkładów piaszczystych nie ma, natomiast w dolnej części tego kompleksu pojawiają się skały piaszczyste przepełnione fauną małżową. Poza tym seria jest uboga w szczątki organiczne.

5. W środkowej części serii ilastej w większości profilów występuje dość stały gruby kompleks piasków lub piaskowców (tzw. „piaskowce przedzielające") na ogół o miąższości rzędu 30-40 m. Jest on dobrze rozwinięty na północnym i pn.-zachodnim obrzeżeniu (piaskowce Zakrzowa, piaski Orgieniowa, piaskowce Zakościela itd.). Natomiast na zboczu wschodnim, szczególnie w północnej części Radomskiego, kompleks ten jest słabo wykształcony lub wręcz zupełnie go brak (okolice Korycisk, Wysokiej, Jastrzębia itd.). Pojawia się on znów bardziej na południu, gdzie w lasach starachowickich tworzy kulminacje dobrze wyrażonego pasma wzgórz na północ od Lubieni. Wśród tego kompleksu piaskowców występuje tu parę dość dużych wkładów ilastych (od kilku do kilkunastu metrów grubości), które dzielą go na trzy lub cztery poziomy. Największą miąższość ma zwykle najniższy poziom tych piaskowców (Różycki 1949, *23*, str. 228-232).

6. Górną część serii ilastej stanowią ponownie ciemnoszare iły, podobnie jak w części dolnej. Przewarstwienia piaszczyste lub piaskowcowe w obrębie tego kompleksu są cieńsze, rzadsze i skupiają się głównie w górnej jego części.

Miąższość całej dolnej serii ilastej zamyka się w granicach rzędu 150-180 m, z czego więcej niż połowa przypada na jej ogniwo niższe.

C. *Seria podwapieniaka dolnego*

7. Charakterystyczny poziom przewodni stanowi seria cienkopłytowych piaszczystych podwapieniaków, tworzących na całym omawianym terenie stały kompleks o miąższości rzędu 20-30 m.

W dolnej jego części występują często cienkie (od kilku cm do kilku dcm) przewarstwienia piaszczyste lub ilaste. Wyżej częste są muszlowce i ostrygowce.

8. W stropie dolnych podwapieniaków leży zazwyczaj warstwa ciemnych iłów, rzadziej piaskowców ilastych przewarstwionych iłami, grubości kilku do kilkunastu metrów. Seria iłów w stropie dolnego podwapieniaka jest dobrze rozwinięta w północnym obrzeżeniu. W południowej części wschodniego obrzeżenia warstwa ta zdaje się zanikać i podwapieniaki dolne łączą się tam bezpośrednio z wyżej leżącym kompleksem podwapieniaków górnych.

D. *Seria górna piaskowców i podwapieniaków górnych*

Seria ta ma bardzo zmienny skład litologiczny. Na wschodnim obrzeżeniu i w części południowej Opoczyńskiego są to zazwyczaj skały zbliżone do podwapieniaków z przewarstwieniami typowych podwapieniaków.

Muszlowce, z wyjątkiem części stropowej, są rzadsze. Często występuj odmiany przypominające wapienie krynoidowe.

Natomiast w obrzeżeniu północnym wykształcenie tej serii jest zu pełnie odmienne. Podwapieniaków lub skał do nich zbliżonych nie m tu zupełnie. Dominują piaski i kruche piaskowce z przewarstwieniam piaskowców ilastych, „mierzwistych", „fukoidowych", rzadko piaszczy stych iłów.

Miąższość tej serii wynosi ok. 100 m.

E. *Seria graniczna między jurą środkową i górną*

Granica między jurą środkową i górną jest odsłonięta tylko w nie wielu miejscach i nawet w tych nielicznych przypadkach przeważnie jes zmieniona przez późniejsze procesy.

W północnym obrzeżeniu są to przeważnie szare lub czerwone i ró- żowe skały ilaste bez makrofauny. Jedynie w południowym Opoczyńskiem koło Świnnej (Różycki 1939, *21*, str. 51) udało się znaleźć wychodnie różo- wych i szarych wapieni glaukonitowych z obfitą fauną amonitową górne- go keloweju i częściowo dywezu. Wyżej występują, zdaje się, szare margl glaukonitowe, ponad którymi rozpoczyna się już typowa seria wapienna górnej jury.

Na wschodnich obrzeżeniach kelowej dolny reprezentowany jest jeszcze w najwyższej części górnych podwapieniaków lub jako rdzawo- żółte piaskowce wapniste (nie podwapieniaki!) z soczewkowatymi wkła- dami krzemieni (spongolitów). Kelowej górny na tym terenie dotychczas nie jest znany.

F. *Dolny malm*

Wielką serię wapieni górno-jurajskich rozpoczyna kilkumetrowy kompleks wapieni marglistych i margli, które wyżej przechodzą w bia- łe wapienie płytowe z licznymi gąbkami.

Na dużych przestrzeniach, szczególnie na północnych obrzeżeniach, wapienie są zastąpione przez skały krzemionkowe, opisane przeze mnie na innym miejscu (1947, *22*). Rzadziej podobne skały występują również na wschodnim obrzeżeniu (Różycki 1949, *23*, str. 233) i w południowym Opoczyńskiem.

WIEK POSZCZEGÓLNYCH SERII

Zebrana fauna amonitowa pochodzi, jak już zaznaczałem wyżej, z różnych serii doggeru i pozwala zorientować się w ich wieku (p. tabl. II).

A. *Seria piasków i piaskowców spągowych*

1. Najstarsza z odnalezionych faun amonitowych doggeru święto- krzyskiego pochodzi z dolnej części piaskowców spągowych z Orłowa pod Jastrzębiem.

Zebrane tu zostały: *Strenoceras subfurcatum* Ziet. var. *oolithicum* Qu., *Strenoceras* sp. (cf. *subfurcatum* Ziet.), *Apsorroceras (Baculatoceras?) cylindricus* Baug. & Sauz.

Nieliczna ta fauna dobrze jednak definiuje wiek dolnej części serii piaskowców spągowych jako *dolny wezul*, poziom *Strenoceras subfurcatum*. Jednocześnie wskazuje ona, że w tym czasie (dolny wezul) transgresja dolnego doggeru doszła do dzisiejszej linii wychodni jurajskich na wschodnich obrzeżeniach Gór Świętokrzyskich. Właściwego bajosu (starszego niż poziom *Stren. subfurcatum*), czy osadów, którym ten wiek mógłby być przypisany, w facji morskiej nigdzie dotychczas nie udało się skonstatować.

2. Ze środkowej części piaskowców spągowych pn.-zachodniego obrzeżenia pochodzi, jak dotychczas, tylko jeden, niestety, amonit, znaleziony w okolicy Małachowa pod Petrykozami. Jest to *Garantiana (Subgarantiana) subangulata* Wetz., mająca wartość przewodnią, charakterystyczna dla właściwego poziomu *Garantiana garantiana* [1]. Widzimy więc, że na pn.-zachodnim obrzeżeniu, podobnie jak na wschodnim, osady jury środkowej rozpoczynają się od dolnego wezulu, choć są udokumentowane faunistycznie dla nieco młodszego jego poziomu. Ponieważ jednak poniżej warstwy, w której znaleziona została *Subgar. subangulata*, leży jeszcze dość znaczny kompleks piaskowców, prawdopodobne jest, że i tu istnieją starsze poziomy tego piętra, podobnie jak na zboczu wschodnim.

3. W górnej części serii piasków i piaskowców spągowych dotychczas amonitów nie znaleziono, chociaż na wschodnich obrzeżeniach występuje tu dość obfita fauna małżowa, znana już Lewińskiemu (1901, *9*).

Sądzę, że dalsze poszukiwania mają wszelkie szanse powodzenia i że znalezienie tu głowonogów jest tylko kwestią czasu. Na podstawie znanych faun występujących w spągu (poz. *Gar. garantiana)* i w stropie (poz. *Subgar. tetragona)* nie ulega wątpliwości, że i ta część piaskowca należy jeszcze do dolnego wezulu reprezentując wyższe jego poziomy.

B. *Dolna seria ilasta*

4. Z najniższej części dolnej serii ilastej, z kompleksu zawierającego wkłady muszlowcowe, pochodzi również jedyny, jak dotychczas, okaz amonita z Chustek koło Szydłowca, który oznaczyłem jako *Garantiana (Subgarantiana) suevica* Wetz. Jest to gatunek znany z poziomu *Subgarantiana tetragona*, leżącego już na granicy między wezulem dolnym i środkowym.

---

[1] W znaczeniu użytym tutaj poziom *Garantiana garantiana* nie odpowiada poziomowi „*Cosmoceras garantianum*" Rehbindera, w którym nieznane są starsze grupy garantian. Jak wykazałem w innym miejscu (Różycki 1952, *24*), wymieniony poziom Rehbindera odpowiada młodszemu poziomowi wezulu z *Subgarantiana tetragona*.

4a. Z wyższych części dolnego kompleksu serii ilastej pochodzi prawdopodobnie *Parkinsonia*, znaleziona przez Samsonowicza (1928, 25) w szybiku koło Jedlanki. Być może, z tego również kompleksu pochodzi okaz cytowany przez Samsonowicza z Wyszmontowa (1934, *26*, str. 31).

W moim zbiorku nie ma, niestety, ani jednego okazu z tej części dolnego kompleksu ilastego. Opierając się jednak na znaleziskach Samsonowicza i na ogólnych rozważaniach stratygraficznych sądzę, że wyższa część dolnego kompleksu ilastego należy już zaliczyć do poziomu *Parkinsonia parkinsoni*.

5. Z piaszczystego kompleksu, przedzielającego główną serię ilastą na dwie części, ani na pn.-zachodnim, ani na północnym obrzeżeniu nie zebrano dotychczas żadnych szczątków fauny. Znane są one natomiast i to dość licznie, w południowej części wschodniego obrzeżenia, gdzie w okolicach Lubieni Samsonowicz (1928, *25*), obok fauny małżowej (*Leda*, *Trigonia, Astarte cordata*), znalazł *Parkinsonia parkinsoni* Sow.

Z tego samego wykopu zebrałem: *Parkinsonia* sp. (z grupy *P. parkinsoni* Sow.) oraz szereg małżów (*Astarte* cf. *depressa* Münst., *Pseudomonotis* sp., *Trigonia* aff. *clavellata* i inne).

Jest to zatem niewątpliwy wezul środkowy, zapewne środkowa część poziomu *P. parkinsoni*, jak wynika z rozważań stratygraficznych.

Z tego samego kompleksu „piaskowców przedzielających" pochodzi jeszcze okaz ze studni w Koryciskach koło Wieniawy, który oznaczyłem jako *Parkinsonia depressa* Qu. (aff. var. *pseudoreineckia* Wetz.). Jest to jednak gatunek interpretowany dość szeroko i notowany prawie w całym wezulu środkowym, a nawet w niektórych swoich odmianach wymieniany z górnej części tego piętra. Znalezienie go w tym poziomie nie przeczy wyżej podanemu określeniu wieku „piaskowców przedzielających", ale nie stanowi również argumentu dla jego poparcia.

6. Górny kompleks dolnej serii ilastej, leżący powyżej „piaskowców przedzielających", dostarczył najliczniejszych amonitów wezulu. Pochodzą one z dwóch miejscowości: z Parczowa (16 okazów) i z Trębowca (1 okaz). Razem jest to prawie połowa wszystkich amonitów tego piętra, zebranych w Górach Świętokrzyskich.

6a. Podstawowa kolekcja amonitów pochodzi z niższej części tego kompleksu z Parczowa, gdzie zebrałem:

Parkinsonia subarietis Wetz., *P.* cf. *subarietis* Wetz., *P.* cf. *parkinsoni* Wetz., *P. friederici-augusti* Wetz., *P.* cf. *pseudoparkinsoni* Wetz., *P. depressa* Qu. var. *robusta* Wetz., *P.* cf. *depressa* Qu., *P. neuffensis* Opp., *P. ferruginea* var. *dorni* nov. var. (Dorn 1927, 5, tab. 4, fig. 2).

Całość tej fauny amonitowej ma zdecydowanie charakter typowego zespołu poziomu *P. parkinsoni* (sensu stricto), podkreślony obecnością *P.* cf. *parkinsoni*, *P. neuffensis* i licznym występowaniem *P. subarietis*.

Obecność *P. friederici-augusti*, *P. pseudoparkinsoni* i *P. depressa* var. *robusta* wskazuje, że nie mamy tu do czynienia z dolną częścią tego poziomu, ale z wyższymi jego ogniwami.

Ciekawa i ważna jest obecność w obrębie tego zespołu *P. ferruginea* var. *dorni* (bardzo odmienna od właściwej *P. ferruginea* Opp.), która według Dorna (1927, 5) występuje w warstwach odpowiadających naszemu poziomowi *P. schloenbachi*. Obecność jej podkreśla fakt, że mamy tu do czynienia z górną, a prawdopodobnie nawet z najwyższą częścią poziomu *P. parkinsoni* (s. str.)

Podobny wniosek nasuwa się również z rozważań stratygraficznych, gdyż — jak notowaliśmy poprzednio — do poziomu *P. parkinsoni* należą zarówno piaskowce przedzielające, jak zapewne i spora część dolnego kompleksu serii ilastej. Oznacza to, że poniżej warstwy, z której pochodzi opisywana fauna, leży blisko stumetrowa seria, którą wypada również zaliczyć do tego poziomu; jesteśmy więc niewątpliwie w jego najwyższej części.

Wnioski zatem oparte na przesłankach biostratygraficznych i stratygraficznych zgodnie potwierdzają słuszność zaliczenia niższej części górnego kompleksu serii ilastej do górnej części poziomu *Parkinsonia parkinsoni* (s. str.).

6b. Wyżej leżąca, górna część omawianego kompleksu serii ilastej zapewne należy już do młodszego poziomu środkowego wezulu z *P. schloenbachi*.

Fauna zebrana z tej części iłów jest jednak bardzo nieliczna i niewystarczająca do ścisłego oznaczenia wieku. Pochodzi stąd jednak okaz z Trębowca, oznaczony jako *Parkinsonia* aff. *radiata* Renz. Wydobyty on został z przewarstwień piaszczystych w iłach, leżących poniżej dolnej serii podwapieniaków.

Parkinsonia radiata w odmianie stwierdzonej u nas (por. Dorn 1927, 5, tabl. 5, fig. 3) występuje w poziomie *P. schloenbachi*, a więc przemawia za poprzednio wypowiedzianym wnioskiem co do wieku tej części serii ilastej. Nie jest to jednak parkinsonia, której definicja gatunkowa i znajomość jej zasięgu pionowego byłyby na tyle dobrze znane, aby, opierając się na pojedynczym znalezisku, przy braku innych amonitów można ją było uważać za wystarczającą do określenia poziomu.

Typowa *P. schloenbachi* występuje bezpośrednio w stropie tej części serii ilastej, w samych iłach nie była jednak dotychczas znaleziona.

C. *Seria dolnego podwapieniaka*

7. Z serii dolnego podwapieniaka pochodzi 9 amonitów, z tego 6 okazów nadających się do oznaczenia. Pomyślną dla ustalania wieku serii

okolicznością jest, że fauna ta pochodzi z czterech dość odległych od siebi miejscowości i pozwala potwierdzić przyjętą hipotezę roboczą o równo wiekowości dolnego podwapieniaka na wschodnim, północnym i pn.-za chodnim obrzeżeniu.

Z najniższej części dolnego podwapieniaka z Zastronia, Zakościel i Dęborzeczki pochodzą różne odmiany tego samego gatunku parkinsoni *Parkinsonia schloenbachi* Schlippe, *P. schloenbachi* Dorn (non Schlippe Obie odmiany charakteryzują górny poziom środkowego wezulu z *P. schloenbachi.*

W wyższych ławicach tegoż podwapieniaka w Zastroniu i Zakościel znalazła się *Parkinsonia eimensis* Wetz., która może występować zarówn w poprzednio wymienionym poziomie, jak i w dolnej części następneg młodszego poziomu z *P. württembergica.*

Wreszcie, w jednym co prawda tylko przypadku, w Niemojewicach z górnej części tej samej serii pochodzi parkinsonia, której oznaczeni gatunkowe waha się między *Parkinsonia württembergica* i *P. ferruginea* Jednak w obu przypadkach znaczenie stratygraficzne tego okazu byłob prawie jednakowe i wskazywałoby na istnienie w obrębie dolnych pod wapieniaków co najmniej dolnej części poz. *P. württembergica,* a więc ju górnego wezulu.

8. W iłach leżących powyżej dolnego podwapieniaka żadnej fauny dotychczas nie znaleziono. Dlatego też sprawa ich zaliczenia do górneg wezulu, czy też do dolnego batonu jest zupełnie otwarta.

Górną granicę wezulu można równie dobrze przeprowadzić w stropie dolnego podwapieniaka, jak i wyżej zaliczając do tego piętra jeszcze wyże leżącą warstwę iłów. Ponieważ jednak fauna poziomu *P. württembergica* pojawia się dopiero w górnej części dolnych podwapieniaków, które zdaje się obejmują tylko niższą część tego poziomu (patrz uwagi odnośnie *P.* aff *württembergica* na str. 338), skłaniam się raczej do tego drugiego poglądu i górną granicę wezulu umownie przeprowadzam powyżej wymienioneg wkładu ilastego.

D. *Seria górna piaskowców i górnych podwapieniaków*

Serię górnych piaskowców, czy też górnych podwapieniaków, mimo braku fauny amonitowej, zdecydowanie zaliczam do batonu. Opieram się w tym przypadku głównie na dość licznej, choć na ogół źle zachowanej faunie małżów i ramienionogów, którą zebrałem w ilastych przewarstwieniach górnej serii piaskowcowej w okolicach Inowłodza, oraz na dość obfitej faunie z różnych poziomów górnych podwapieniaków z okolic Omięcina, Zastronia, Wysokiej, Świniowa, Zdziechowa i Lubieni (Różycki 1949, *23*, str. 232; 1952, *24*). Parę gatunków batońskich znalazło się również na liście fauny z Sowiej Góry, podanej przez Samsonowicza (1934, *26*, str. 32).

Ogółem z wymienionych miejscowości pochodzą:

Acanthothyris spinosa Sch.
Rhynchonella alemanica Roll.
,, *ferryi* Desl.
,, *concinna* Sz.
Burmirhynchia sp.
Pecten (Chlamys) ambigua Münst.
Pecten (Chlamys) dewalquei Opp.
Pecten (Entolium) ryphaeus d'Orb.
Cucullaea clathrata Lam.
,, *concinna* Phill.
Astarte cordata Fr.
Pseudomonotis echinata Sow.

i wiele innych.

Jednak nie cała seria górnego podwapieniaka należy do batonu. W najwyższej jego części, na Sowiej Górze koło Ćmielowa, Samsonowicz znalazł niewątpliwą faunę keloweju, którą częściowo miałem okazję oznaczyć (Samsonowicz 1934, *26*, str. 32). Są wśród niej tak niewątpliwie dolno-kelowejskie gatunki, jak: *Macrocephalites tumidus* Rein., *Hecticoceras pompeckii* Par. & Bon. i *Phylloceras* aff. *kudernatschi* Waag.

Nieliczny ten zespół zupełnie zdecydowanie przemawia za wiekiem dolno-kelowejskim, a nawet nasuwa przypuszczenie, że są tu zapewne reprezentowane oba jego poziomy (poz. *Macrocephalites typicus* i poz. *Sigaloceras calloviense).*

Dolno-kelowejską faunę zebrałem również z najwyższej części górnego podwapieniaka w okolicach Świniowa na wschód od Zastronia koło Wysokiej. Spisu tej fauny jednak obecnie nie posiadam.

E. *Seria graniczna między jurą środkową i górną*

Z warstw leżących powyżej górnych podwapieniaków, a w spągu serii wapiennej górnej jury, udało się znaleźć dotychczas faunę w jednym tylko punkcie koło Świnnej w Opoczyńskiem (Różycki 1939, *21*, str. 51). Nieznana jest ona poza tym nigdzie na całej długości północnego i wschodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich.

W różowych i szarych wapieniach z glaukonitem ze Świnnej zebrałem bogatą faunę głowonogów górno-kelowejskich, składającą się z przeszło 200 okazów.

Z oznaczonych kilkudziesięciu gatunków amonitów zachował się tylko spis kilkunastu stratygraficznie najważniejszych gatunków:

Stephanoceras (Erymnoceras) coronatum Brug.
Reineckia anceps Rein.
Kosmoceras jason Rein.
,, *pollux* Rein.
,, *ornatum* Schl.
Hecticoceras cracoviense Neum.
Hecticoceras rossiense Teiss.
,, *punctatum* Stahl.
,, *lunula* Ziet.
,, *metomphalum* Neum.
Perisphinctes sp. div. (ponad 20 gat.)
Peltoceras athleta Phill.
Quenstedtoceras sp.

Zespół ten, zarówno swym składem gatunkowym, jak i charakterem ekologicznym (ogromna przewaga ilościowa głowonogów, nieliczne za małże i ślimaki), przypomina żywo „warstwę bulastą" okolic Częstochowy, choć skała ma tu nieco odmienne wykształcenie litologiczne, a fauna nie jest tak skoncentrowana w cienkiej, kilkucentymetrowej warstwie.

Wiekowo fauna Świnnej prawie zupełnie dokładnie odpowiada wymienionej warstwie obszaru częstochowskiego. Mamy więc tu reprezentowany poziom *Kosm. jason (Kosmoceras jason, Erymn. coronatum, Rein. anceps)*, poz. *Kosm. pollux (Kosm. pollux, Hect. punctatum, Hect. cracoviense)*, poz. *Kosm. duncani (Kosm. ornatum, Hect. lunula, Hect. rossiense)*, a nawet zapewne i najniższy dywez (*Peltoceras athleta, Quenstedtoceras* sp.).

WNIOSKI

Opracowanie fauny amonitowej doggeru świętokrzyskiego pozwala wysnuć następujące wnioski:

1. Najstarsze ogniwa serii doggeru świętokrzyskiego (piaski i piaskowce spągowe), rozpoczynające transgresję morza jury środkowej na tym terenie, zarówno na wschodnim, jak i pn.-wschodnim obrzeżeniu należą do *wezulu dolnego* (poz. *Strenoceras subfurcatum* i poz. *Garantiana garantiana)*, są więc znacznie młodsze, niż w doggerze częstochowskim gdzie transgresję rozpoczyna aalen.

Wymieniona seria spągowa doggeru świętokrzyskiego leży niezgodnie na starszych utworach (na zdyslokowanym liasie).

2. Dolna seria ilasta doggeru świętokrzyskiego reprezentuje najwyższy poziom wezulu dolnego (poziom *Subgarantiana tetragona)* i cały wezul środkowy bez jego części najwyższej (górnej części poziomu *Park. schloenbachi)*.

3. Seria dolnego podwapieniaka obejmuje najwyższą część środkowego wezulu (górna część poz. *Park. schloenbachi)* i wezul górny (poz. *Park. württembergica)*.

4. Serie piaskowców i podwapieniaków górnych (łącznie z podwapieniakami dolnymi zaliczane dotychczas do keloweju) należą do batonu. Jedynie najwyższa część górnych podwapieniaków należy do keloweju dolnego.

5. Kelowej górny reprezentowany jest w facji wapienno-marglistej i glaukonitowej, odmiennej od facji podwapieniaków panującej w górnym doggerze.

6. Zarówno w podwapieniakach dolnych, jak i występujących na ich wychodniach piaskach żelazistych występuje fauna górnej części wezulu (poz. *Park. schloenbachi* i poz. *Park. württembergica)*.

Na drodze paleontologiczno-stratygraficznej potwierdza się zatem poprzednio wypowiedziany wniosek (1939), że piaski żelaziste środkowej jury świętokrzyskiej są jedynie produktami pochodzącymi z wtórnych zmian, którym uległy podwapieniaki. Z punktu widzenia stratygrafii piaski żelaziste są ścisłymi odpowiednikami podwapieniaków.

7. Rozwój facjalny doggeru świętokrzyskiego wykazuje dość znaczne różnice z rejonem częstochowskim, ma natomiast znacznie więcej cech wspólnych z jurą środkową Kujaw.

OPIS WAŻNIEJSZYCH GATUNKÓW AMONITÓW WEZULU Z DOGGERU ŚWIĘTOKRZYSKIEGO

W tej części pracy podaję opis ważniejszych gatunków amonitów wezulu, znalezionych w doggerze świętokrzyskim. Nie jest to jednak opis paleontologiczny, jak może mogłoby się wydawać z układu tej części pracy.

Opis gatunków z przytoczeniem synonimiki i porównanie moich okazów z innymi opisanymi osobnikami danego gatunku ma jedynie stanowić materiał dokumentacyjny, który chociaż w części musi zastąpić lukę powstałą wskutek zniszczenia oryginałów. W razie potrzeby opisy te chociaż częściowo umożliwią rewizję i unowocześnienie oznaczeń.

Z drugiej strony, z uwagi na to, że na tych okazach opierają się dalsze wnioski stratygraficzne, uważam za konieczne, aby ten podstawowy materiał faunistyczny został w możliwie wyczerpującym stopniu poznany.

Przy opisie poszczególnych gatunków dołączone zostały uwagi tyczące się stanowiska systematycznego opisywanych okazów, ustalenia synonimiki gatunku i cech definiujących lub odróżniających od siebie poszczególne gatunki lub odmiany. Sądzę, że uwagi tego rodzaju mogą być użyteczne dla kolegów, którzy będą zajmowali się oznaczaniem okazów z rodzajów *Parkinsonia* i *Garantiana*.

W pracy tej w zasadzie opieram się na literaturze paleontologicznej sprzed roku 1939 i nie korzystam z prac późniejszych, powołuję się bowiem tylko na te prace, z których korzystałem przy opisie okazów wtedy, gdy miałem je jeszcze w ręku. Wprowadzanie materiałów z późniejszych prac, które nie były konfrontowane z okazami, uważałem za ryzykowne.

Fauna amonitowa wezulu świętokrzyskiego jest w zasadzie bardzo zbliżona do lepiej znanej i o wiele bogatszej fauny amonitowej tego samego wieku z doggeru częstochowskiego. Mamy tu jednak do zanotowania parę gatunków, nieznanych w tamtym rejonie. Są to przede wszystkim strenocerasy, nie notowane w jurze polskiej nigdzie poza jurą szczecińską, gdzie opisywane były z głazów narzutowych, oraz *Apsorroceras* i niektóre gatunki rodzajów *Garantiana* i *Parkinsonia* nie rozpoznane dotychczas

w rejonie częstochowskim, chociaż niewątpliwie i tam również wyst-pujące.

Cała fauna amonitowa wezulu polskiego wykazuje daleko idące p-dobieństwo z fauną doggeru Lasu Teutoburskiego i Jury Szwabskiej, ska też opisane zostały niemal wszystkie występujące u nas gatunki, z do dobrym wyznaczeniem ich zasięgu stratygraficznego. Ułatwia to w duży stopniu określanie wieku naszych zespołów faunistycznych, a naw w niektórych przypadkach pozwala opierać się na pojedynczych znal ziskach bez ryzyka popełnienia większego błędu.

Fauna nasza zbliżona jest również do fauny jury środkowej Zagłęb Donieckiego, z którym ma kilka gatunków wspólnych (np. *Parkinson subarietis*) oraz do fauny Kaukazu (Dagestan), gdzie jednak obok parki sonii (*P. parkinsoni, P. pseudoparkinsoni, P. radiata, P. densicosta*) poja wiają się bardzo liczne phyllocerasy, rzadkie z kolei u nas.

Strenoceras subfurcatum (Schl.) Ziet. var. *oolithicum* Qu.

1830. *Ammonites subfurcatus;* Zieten C. H., *34*, tabl. 7, fig. 6, s. 10.
1924. *Strenoceras subfurcatum;* Bentz A., *1a*, tabl. 4, fig. 1, s. 138-139 (łącznie z sy nonimiką).
1928. *Strenoceras subfurcatum;* Bentz A., *2*, tabl. 14, fig. 1, s. 150-151.

Z najniższych ogniw doggeru pn.-wschodniej części obrzeżenia me zozoicznego Gór Świętokrzyskich udało mi się zebrać kilka okazów amo nitów, które pochodzą ze studni przy zagrodzie ob. Gowora we wsi Orłów położonej w odległości 2 km na zachód od osady Jastrząb. Studnia ta ju na nieznacznej głębokości weszła w jasne, kruche, drobnoziarniste pia skowce, leżące u podstawy całej serii jury brunatnej i pokrywające bez pośrednio różne ogniwa utworów liasowych.

Spośród zebranych w Orłowie okazów do ścisłego oznaczenia nada je się tylko jeden, zachowany jako jednostronny odlew negatywowy, na którym widoczny jest pełny odcisk zewnętrzny jednej strony amonita ora odlew wewnętrzny części starszego zwoju.

Wymiary tego okazu są następujące:

średnica	ok. 31	mm	(1)
wysokość zwoju	10	„	(0,32)
grubość zwoju	ok. 9,5	„	(0,31)
szerokość pępka	12	„	(0,39)

Przekrój zwoju zbliżony do kwadratowego. Boki zwoju lekko zao-krąglone. Zewnętrzna (brzuszna) część zwoju przypłaszczona i od boków oddzielona załamaniem prawie pod kątem prostym. Żebra niemal zupeł-nie proste, dobrze zarysowane, przebiegają prostolinijnie, bez załamań i zagięć. Bifurkacji żeber na bokach nie ma, jedynie na stronie brzusznej

co 3-4 żebra główne pojawia się jedno żebro dodatkowe. Na wysokości załamania się zarysów zwoju, nieco poniżej linii pojawiania się żeber dodatkowych, dobrze widoczny szereg okrągłych wyraźnie zaakcentowanych guzów. Drugi szereg guzów, równej wielkości jak poprzednie, występuje już na spłaszczonej zewnętrznej powierzchni zwoju obrzeżając dobrze wyrażoną bruzdę.

Zarówno cechami rzeźby, jak i kształtem zwoju i stosunkami wymiarów okaz ten dobrze odpowiada gatunkowi *Strenoceras subfurcatum* Ziet.

Okaz z Orłowa najbardziej jest zbliżony do opisanego ponownie przez Bentza (1928, *2*, str. 150-151, tabl. 14, fig. 1) okazu Schlotheima (1820), pochodzącego z „Subfurcatenschichten" z Auerbach (Bawaria) i podobnie jak tamten zbliża się do *Strenoceras subfurcatum* var. *oolithicum* Qu.

Strenoceras subfurcatum Ziet. charakteryzuje wyróżniane w północnych Niemczech „Subfurcatenschichten", odpowiadające „Bifurcatenoolith" Szwabii (Braun Jura, oberes δ). Według Bentza (1928, *2*, str. 157) w Bielefeld występuje on w całej serii „Subfurcatenschichten" i nie przechodzi już do wyżej leżących „Pseudogarantienschichten". *Strenoceras subfurcatum* var. *oolithicum* Qu., do którego zbliżony jest nasz okaz, Bentz (1924, *1a;* 1928, *2)* wymienia z obu wyróżnionych przez niego części „Subfurcatenschichten". Jednak na podstawie późniejszych badań, opartych na rewizji klasycznych profilów Quenstedta, Schmidtill (1930, *29)* dzieli te warstwy na trzy części i wymienia *Strenoceras subfurcatum* var. *oolithicum* Qu. tylko ze środkowej części tych warstw, starszej niż poziom zawierający *Strenoceras subfurcatum* Ziet. obok *Garantiana garantiana* d'Orb.

Według przyjętego przeze mnie schematu stratygraficznego doggeru takie położenie interesującej nas odmiany odpowiada górnej części poziomu *Strenoceras subfurcatum*, leżącego poniżej poziomu z *Garantiana garantiana* i stanowiącego najniższy poziom wezulu dolnego.

Wetzel (1937, *33)* wspomina o znalezieniu *Strenoceras subfurcatum* var. *oolithicum* Qu. w Pseudogarantienschichten w Bielefeld, w których występuje on obok *Garantiana garantiana.* Spostrzeżenie to rozszerza zasięg tej odmiany na nieco młodsze warstwy. Jest to jednak pojedyncze, rzadkie znalezisko tego amonita, główny zaś okres jego istnienia przypada na wymieniony wyżej starszy poziom bez *Garantiana garantiana.*

Strenoceras sp. (cf. *subfurcatum* Ziet.)

Oprócz opisanego wyżej okazu *Strenoceras subfurcatum* Ziet. ze studni ob. Gowora w Orłowie zebrałem jeszcze parę okazów amonitów, ale gorzej niż on zachowanych. Można jedynie rozpoznać, że należą one rów-

nież do rodzaju *Strenoceras* i zbliżone są do *Str. subfurcatum*, ściśle jed-nak ich oznaczenie nie jest możliwe z powodu złego stanu ich zachowania. Stwierdzają one jedynie, że amonity w piaskowcach spągowych doggeru nie są rzadkie i że dominuje wśród nich rodzaj *Strenoceras*.

Apsorroceras (Baculatoceras?) cylindricus Baug. & Sauz.

1842. *Taxoceras cylindricus;* d'Orbigny A., *13,* tabl. 232, fig. 3-6.

Do ciekawych znalezisk w Orłowie, oprócz strenocerasów, należy zaliczyć jeszcze pojawienie się dość licznych odłamków rozwiniętych amonitów doggerskich. Bezpośrednio po wydobyciu ze skały dobrze widoczne jest na nich żebrowanie, prawie ściśle odpowiadające rysunkom d'Orbigny'ego. Niestety, słabe scementowanie skały, w której są one zachowane, powoduje łatwe niszczenie zebranych okazów, tak że tylko niektóre z nich udało się przewieźć do pracowni, gdzie jednak przy próbie robienia odlewów uległy uszkodzeniu.

Baugier znalazł „*Taxoceras cylindricus*" w „bajocien de Mougon (Deux Sèvres)". Wetzel (1911, *31,* str. 144) wymienia *Baculatoceras* sp. z „Subfurcatenschichten" z Bielefeld razem ze „starszymi" garantianami i *Megateuthis gigantea* Sow., a więc z tego samego poziomu, co wyżej opisane strenocerasy.

Garantiana (Subgarantiana) subangulata Wetzel

1911. *Garantiana subangulata;* Wetzel W., *31,* tabl. XII, fig. 10-12, s. 171-172.
1924. *Garantiana subangulata;* Bentz A., *1a,* s. 166.
1928. *Garantiana subangulata;* Bentz A., *2,* s. 194-195.

Okaz opisywany pochodzi ze środkowej części kompleksu piaskowców spągowych doggeru i znaleziony został na ich wychodni nieco na zachód od skraju lasu położonego na północ od wsi Małachów i ok. 300 m na południe od szosy idącej z Białaczowa do stacji w Petrykozach.

Okaz ten zachowany jest w drobnoziarnistym, średnio scementowanym piaskowcu, barwy jasnej, białawo-żółtej. Tworzy on negatywny odcisk, uwidoczniający więcej niż połowę obwodu bocznej części zwoju i spory fragment zewnętrznej (brzusznej) jego części, tak że dobrze widoczny jest kształt przekroju zwoju oraz całe jego urzeźbienie. Wewnętrzne (młode) zwoje są wrośnięte w skałę i trudne do rozpoznania.

Okaz ma następujące wymiary:

średnica	45	mm	(1)
wysokość zwoju	17	„	(0,38)
grubość zwoju	ok. 18	„	(0,40)
szerokość pępka	ok. 17	„	(0,38)

Przekrój zwoju okrągły, z lekko zaznaczonym dachowatym sklepieniem, spłaszczonym w części zewnętrznej.

Żebra na bokach zwoju prawie proste, mocno zarysowane, przy krawędzi pępkowej lekko podniesione i nieznacznie wysuwające się ku przodowi. Na 2/3 wysokości zwoju żebra wyginają się nieznacznie sigmoidalnie i bifurkują, dzieląc się na dwa żebra: jedno stanowiące prawie prostolinijne przedłużenie żebra głównego oraz drugie, dodatkowe, lekko łukowato wygięte i cofające się nieco w tył. Na spłaszczonej, zewnętrznej części zwoju, na żebrach, tworzą się wyraźnie zarysowane guzki, obrzeżające z obu stron dobrze zaznaczającą się bruzdę, pokrytą drobnymi fałdkami powstającymi na przedłużeniu żeber.

Nasz okaz jest podobny do opisanego przez Wetzla (1911, *31)* holotypu jego gatunku *Garantiana subangulata* Wetz. i odpowiada jego okazowi, podanemu na tabl. 12, fig. 10-12.

Okaz Wetzla pochodzi ze starych zbiorów, z których by wynikało, że występuje on razem z *Garantiana alticosta* lub „...einem etwas tieferen Niveau entstammt". Ta ostatnia uwaga nasuwa się Wetzlowi przede wszystkim ze względu na spostrzeżenie, że *G. subangulata* Wetz. typem swego urzeźbienia zbliża się bardzo do grupy „starszych" garantian występujących w „Subfurcatenschichten". Ostatecznie pozycję stratygraficzną tego gatunku określa on (Wetzel 1911, *31,* str. 172): „unterste Parkinsonienschichten oder obere Subfurcatenschichten (?)".

Dopiero Bentz w 1928 r. *(2)* ustala, że w Bielefeld *G. subangulata* Wetz., występuje w dolnej części „Pseudogarantienschichten", warstwa 41 (co odpowiada górnym „Subfurcatenschichten" Wetzla) i stwierdza, że chociaż gatunek ten stoi na pograniczu między „starszymi" i „młodszymi" garantianami oraz występuje w bardzo niskim poziomie, to jednak winien on być zaliczony do „młodszego" podrodzaju *Subgarantiana*, z którym jest bardziej związany typem swojej rzeźby, i uznany za jego najstarszego przedstawiciela.

Reasumując powyższe należy uważać, że gatunek *Subgarantiana subangulata* Wetz. występuje w poziomie *Garantiana garantiana* d'Orb. Podkreślić jednak trzeba, że nie chodzi tu o poziom „*Cosmoceras garantianum*", wyróżniany przez Rehbindera i zawierający „młodsze" garantiany (mój poziom *Subgarantiana tetragona),* ale o poziom starszy od niego, ze strenocerasami i z typowymi garantianami „starszymi", który Rehbinderowi nie był znany.

Garantiana (Subgarantiana) suevica Wetzel

1887. *Ammonites garantianus;* Quenstedt F. A., *19,* tabl. 71, fig. 15, s. 594.
1887. *Ammonites parkinsoni;* Ibidem, tabl. 71, fig. 18, s. 599.
1911. *Garantiana* cf. *suevica;* Wetzel W., *31,* s. 165.
1924. *Garantiana suevica;* Bentz A., *1a,* s. 151.
1928. *Garantiana suevica;* Bentz A., *2,* tabl. 16, fig. 2; tabl. 17, fig. 3; s. 190.

Okaz pochodzi z kolekcji Stanisława Kontkiewicza sen., której częś znajdowała się w Zakładzie Geologii i Paleontologii U. W. przed 1939 r.

Występował on w drobnozlepieńcowatej piaszczystej skale limoni towej ze śladami licznego detrytusu zoogenicznego (głównie małżów), któ ry zachował się jedynie w formie próżni po całkowicie wyługowanym węglanie wapnia. Skała ta w obecnym stanie jest produktem oksydacj pierwotnej skały węglanowej.

Skała, w której zachowany jest opisywany okaz, ściśle odpowiada po dobnej skale licznie występującej na starych zrobach w Chustkacl (Świerczku), skąd, według etykietki, okaz ten pochodzi. Amonit ten należ do znalezisk bardzo rzadkich, gdyż, mimo przejrzenia dużej liczby odła mów tej skały i rozkopania starych hałd, nie udało mi się tu znaleźć an jednego odłamka amonita, choć fauna małżów jest bardzo obfita.

Okaz zachowany jest w formie odlewu, na którym widoczna jest ca ła strona boczna amonita oraz spory odcinek zewnętrznej (brzusznej części zwoju. Stan zachowania dobry, wszystkie szczegóły rzeźby dokład nie widoczne. Średnica okazu wynosi ok. 35 mm. Żebra ostre, dobrze za znaczone, lekko sygmoidalnie wygięte, bifurkujące powyżej połowy wyso kości zwoju. Czasami zamiast bifurkacji powstaje żebro dodatkowe, pozo stawiając nierozdzielone żebro główne. W miejscu bifurkacji widać bar dzo słabo zaznaczone nabrzmienie, nie przybierające formy guza. Na stronie zewnętrznej (brzusznej) żebra kończą się lepiej wyrażonymi guz kami, które obrzeżają szeroką, dobrze rozwiniętą bruzdę.

Przekrój zwoju owalny z nieznacznym spłaszczeniem w części ze wnętrznej, na której mieści się bruzda. Grubość zwoju prawie równa jeg wysokości. Pępek średnich wymiarów (ok. 1/3 średnicy).

Okaz z Chustek, oznaczony jako *Subgarantiana suevica* Wetz., jest najbardziej zbliżony do opisywanej przez Bentza *Garantiana suevica* Wetz. z Bethel pod Bielefeld (Bentz 1928, *2*, tabl. 17, fig. 3), pochodzącej z „Pseudogarantienschichten", warstwa 7. Dobrze zgadza się on również z okazem Quenstedta (1887, *19*, tabl. 71, fig. 15), na którym oparł swój ga tunek Wetzel (1911, *31*, str. 165). Różni się natomiast nasz okaz od dru giego okazu Bentza (1928, *2*, tabl. 16, fig. 2) przede wszystkim liczniejszy mi, drobniejszymi i bardziej regularnymi żebrami.

Subgarantiana suevica Wetz. należy do grupy „młodszych" garan tian, które występują w górnej części dolnego i najniższej środkowego we zulu. Wetzel (1911, *31*) wymienia *Garantiana* cf. *suevica* Wetz. ze środko wej części dolnych „Parkinsonienschichten" z Bielefeld. Bentz (1928, *2*) stwierdza, że występują one w tejże miejscowości w wyróżnionych przez niego „Pseudogarantienschichten" i „Perisphinctenschichten", już powy żej zasięgu *Strenoceras subfurcatum*. Takie położenie stratygraficzne ga-

tunku *Subgarantiana suevica* Wetz. odpowiada górnemu poziomowi dolnego wezulu z *Subgarantiana tetragona.*

Parkinsonia subarietis Wetz.

1911. *Parkinsonia subarietis;* Wetzel W., *31*, tabl. 13, fig. 18-19.
1927. *Parkinsonia subarietis;* Nicolesco C. P., *11*, tabl. 1 fig. 12-16; tabl. 2, fig. I.
1930. *Parkinsonia subarietis;* Schmidtill E. & Krumbeck L., *29*, tabl. 82, fig. 7. s. 860.
aff 1930. *Parkinsonia* sp. aff *caumontii* (Buckm.); Ibid., tabl. 86, fig. 10, s. 858.

Z hałd w Parczowie zebrałem kilka odłamków i trzy prawie całe okazy amonitów, zdecydowanie różniące się od „młodych" parkinsonii, bardzo zaś zbliżone do typowej *Parkinsonia subarietis* Wetz.

Wymiary dwóch spośród tych okazów są następujące:

	Okaz I			*Okaz II*			*Holotyp Wetzla*		
średnica	30	mm	(1,00)	ok. 32	mm	(1,00)	40,3	mm	(1,00)
wysokość zwoju	9	„	(0,30)	9,5	„	(0,30)			(0,29)
grubość zwoju	7,5	„	(0,25)	8	„	(0,25)			(0,26)
szerokość pępka	15	„	(0,50)	ok. 16	„	(0,50)			(0,48)

Okazy z Parczowa mają przekrój zwoju podprostokątnie owalny, o wysokości zdecydowanie większej niż jego grubość. Żebra boczne mocne, rzadko rozstawione, ostre, bifurkujące wysoko (powyżej 3/4 wysokości zwoju), dając równie mocne żebra nie zmieniające swego charakteru, aż do bruzdy zewnętrznej, w stosunku do której podchodzą skośnie. Pępek szeroki (1/2 średnicy). Inwolutywność zwojów mała. Opisywane okazy sa najbardziej zbliżone do holotypu *Parkinsonia subarictis* Wetzel (1911, *31*, tabl. 13, fig. 18-19), od którego różnią się nieco innym stosunkiem grubości do wysokości zwoju (okazy parczowskie 0,83; okaz Wetzla 0,90). Nie odpowiadają one natomiast żadnej z pięciu wyróżnionych przez Wetzla odmian (*P. subarietis* var. 1, 2, 3, 4 , 5). Nasze okazy mogłyby być jeszcze porównywane z *Parkinsonia* sp. aff. *caumontii* (Buckm.) (Schmidtill & Krumbeck 1930, *29*, tabl. 86, fig. 10), który — jak sądzę — jest jednym z synonimów *P. subarietis* i, podobnie jak te ostatnie przy wymiarach poniżej dwudziestu kilku milimetrów, ma zwój o mało różniącej się wysokości i grubości, a więc argument do jego wyróżniania, przytoczony przez Schmidtilla i Krumbecka, nie stanowi cechy odróżniającej te gatunki.

Wetzel uważa *P. subarietis* za gatunek bardzo długo żyjący, który w Lesie Teutoburskim występuje w całej serii „Parkinsonienschichten" z wyjątkiem ich najniższej i najwyższej części. Schmidtill i Krumbeck znają ją z dolnych i środkowych ogniw „Parkinsonienschichten" północnej Bawarii. Według Nicolesco *(11)* w Saint-Maixent (Deux Sèvres) sięga on do „dolnego batonu" (z którego cytuje również *Parkinsonia parkinsoni*

var. *pseudoferruginea* Nicol. i *P. acris* Wetz.; za „górny baton" Nicolesc uważa warstwy z *P. württembergica*).

Reasumując widzimy, że *Parkinsonia subarietis* Wetz. występuj w całym poziomie *P. parkinsoni* i być może w dolnej części poziom *P. schloenbachi*, w każdym razie nie osiągając jego wyższej części.

Parkinsonia cf. *parkinsoni* (Sow.) em. Nicol.

1812. *Ammonites Parkinsoni;* Sowerby J., *30*, tabl. 307, fig. 1.
1908. *Ammonites Parkinsoni* (Sow.); Palaeont. Soc. — Illustrations of the specimen of inferior oolite ammonites, tabl. 5, fig. 2.
1911. *Parkinsonia Parkinsoni;* Wetzel W., *31*, tabl. 16, fig. 3, s. 198-200.
1927. *Parkinsonia Parkinsoni;* Dorn P., *5*, tabl. 4, fig. 8; tabl. 5, fig. 2; s. 234.
1927. *Parkinsonia Parkinsoni;* Nicolesco C. P., *11*, tabl. 6, fig. 3-9, 11, 13; tabl 7 fig. 1, 3; tabl. 8, fig. 1, 2; s. 30-32.
1930. *Parkinsonia parkinsoni;* Schmidtill E. & Krumbeck L., *29*, tabl. 84. fig. 1; tab 85, fig. 1, 8; tabl. 86, fig. 7.

„*Parkinsonia Parkinsoni* Sow." jest nazwą wyjątkowo popularna w literaturze dotyczącej doggeru. Sposób jednak, w jaki interpretowany był ten gatunek w pracach paleontologiczno-stratygraficznych, i swoboda z jaką nazwa ta była dawana przy oznaczeniach, doprowadziły do takiego stanu, że utraciła ona prawie zupełnie swoją wartość gatunkową i stratygraficzną. Wymienienie „*Parkinsonia Parkinsoni*" bez bliższego podania jej synomiki lub tylko z mechanicznym jej powtórzeniem, w większośc przypadków oznacza, że mamy do czynienia z jakąś bliżej nieokreśloną *Parkinsonia* sp., może tylko z wyłączeniem gatunków zbliżonych do *Parkinsonia württembergica.*

Nie lepiej niż w literaturze światowej jest i u nas. Sugestywna „przewodnia dla poziomu" nazwa „*Parkinsonia Parkinsoni*" i w naszej literaturze poza stwierdzeniem, że zawierająca ją seria należy do wezulu, stratygraficznie nie ma większej wartości dla bardziej szczegółowego rozpoziomowania, przy bliższym zaś zapoznaniu się z okazami widzimy zazwyczaj, że należą one do zupełnie innych gatunków.

Nawet opublikowanie w 1908 r. przez Palaeontographical Society w Londynie fotografii holotypu Sowerby'ego nie poprawiło tego stanu, który wynikł z możliwości zbyt szerokiego interpretowania kiepskich rysunków tego autora.

Najlepszą, jak dotychczas, definicję tego gatunku dał Nicolesco (1927, *11*) z zastrzeżeniem, że dotyczy ona jego formy typowej z wyłączeniem dodanych przez niego do tego gatunku odmian.

Wśród okazów z Parczowa znajduje się dość duży odłamek amonita o średnicy ok. 50 mm, stanowiący jego odlew wewnętrzny z dobrze zachowaną obustronnie rzeźbą. Po rozważeniu wielu wątpliwości związanych

z wyżej wymienionym gatunkiem zdecydowałem się jednak oznaczyć go jako *Parkinsonia* cf. *parkinsoni* Sow. (emend. Nicol.).

Wymiary okazu:

średnica	ok. 50 mm	(1,00)
wysokość zwoju	17 „	(0,34)
grubość zwoju	13 „	(0,26)
szerokość pępka	ok. 21 „	(ok. 0,42)

Zwój o przekroju dość wysokim (stosunek wysokości do grubości 0,76) o zarysie trapezoidalno-owalnym, o wypukłych zaokrąglonych bokach, w części zewnętrznej (brzusznej) przypłaszczony, z zaznaczającym się wgięciem w części przybruzdowej. Maksimum grubości zwoju przypada nieco powyżej 1/3 jego wysokości (fig. 1).

Fig. 1

Przekrój poprzeczny zwoju
Parkinsonia cf. *parkinsoni* Sow.
Okaz z Parczowa

w.n.



Żebra mocne, ostro zarysowane, liczne, ale niezbyt gęste (ok. 20 na półobrocie zwoju), łagodnie łukowato wygięte i niezbyt wydatnie pochylone ku przodowi bez zmiany swego kierunku powyżej punktu bifurkacji. W pobliżu 2/3 wysokości zwoju żebra w zasadzie dzielą się dość regularnie, co pewien dłuższy odstęp pozostawiając pojedyncze żebro niepodzielone. Żebra po bifurkacji są tylko niewiele niższe, aniżeli żebra główne.

Bruzda grzbietowa dobrze zaznaczona, dość szeroka. Żebra dochodzą do niej pod kątem zbliżonym do 45^0 zachowując w pełni swój ostry zarys i urywając się zdecydowanie.

Pępek szeroki (0,42), stosunkowo płytki, obrzeżony zaokrąglonym brzegiem zwoju. Inwolutywność mała.

Zarówno charakterem rzeźby, kształtem przekroju, jak i wymiarami okaz z Parczowa zdecydowanie różni się od *P. planulata*, *P. schloenbachi* i *P. pseudoparkinsoni*.

Nasz okaz jest najbardziej zbliżony do typowej *Parkinsonia parkinsoni* Sow. według opisów Nicolesco. Natomiast różni się nieco (przede wszystkim bardziej owalnym zarysem przekroju zwojów i większą wypukłością boków) od okazów Wetzla, Dorna oraz Schmidtilla i Krumbecka, które zapewne stanowią inną odmianę tego gatunku.

Odrzucania okazów wymienionych autorów poza zakres omawianego gatunku, jak to robi Nicolesco, nie uważam za słuszne. Sądzę, że w tym przypadku wpada on w zbytnią krańcowość w stosunku do panującego w literaturze nadużywania tej nazwy. Jego przesadny purytanizm w stosunku do typowej *Parkinsonia parkinsoni* Sow. jest, z drugiej strony, nie-

konsekwentny wobec tak szerokiego interpretowania granic tego gatunku że w jego obrębie mają się mieścić, jedynie jako odmiany, niewątpliwi samodzielne gatunki, jakimi są *Parkinsonia pseudoparkinsoni* Wetz *P. friederici-augusti* Wetz. i *P. densicosta* Qu.

Parkinsonia parkinsoni Sow. (s. str.) — według Schmidtilla i Krumbecka (1930, *29)* — występuje w środkowych „Parkinsonienschichten" północnej Bawarii; z tych samych warstw wymienia ją Dorn (1927, *5)*, lecz dodaje, że występuje ona również w ich górnej części, skąd Schmidtill i Krumbeck wymieniają *P. parkinsoni* Sow. var. Wetzel (1911, *31)*, zna j przede wszystkim z „Obere Parkinsonienschichten" z Bielefeld (pn.-zach Niemcy), ale przypuszcza, że występuje ona również i w części górnej dolnych „Parkinsonienschichten". Okazy Nicolesco (1927, *11)* pochodzą głównie z „Bajocien supérieur" z Bayeux (Calvados).

Reasumując i nawiązując do stosunków polskich możemy stwierdzić że typowa forma *Parkinsonia parkinsoni* Sow. (s. str.) skupia się główni w środkowo-wezulskim poziomie tejże nazwy, pokrewne zaś formy mniej licznie występują wyżej, w dolnej części poziomu *Parkinsonia schloenbachi.*

Parkinsonia cf. *pseudoparkinsoni* Wetz.

1888. *Parkinsonia ferruginea;* Schlippe A. O., *27*, tabl. 6, fig. 2, s. 211.
1911. *Parkinsonia Friederici-Augusti;* Wetzel W., *31*, tabl. 16, fig. 7-8, non 9-10.
1928. *Parkinsonia parkinsoni* var. *pseudoparkinsoni;* Nicolesco C. P., *11*, tabl. 5 fig. 3-6, s. 33.
1930. *Parkinsonia pseudoparkinsoni;* Schmidtill E. & Krumbeck L., *29*, tabl. 83, fig. 3 tabl. 86, fig. 3; tabl. 87, fig. 4; s. 869-870.

Wśród amonitów Parczowa, w dużej bryle skały oolitycznej znajduje się okaz ok. 45 mm średnicy, o dobrze widocznym, wyraźnym, silnym żebrowaniu, z dobrze zaakcentowanymi guzami powyżej punktu bifurkacji żeber. Wąskie, ale ostre żebra pomocnicze podnoszą się wyraźnie ku stronie zewnętrznej zwoju. Pępek dość szeroki (ok. 0,40 średnicy). Przekrój zwoju płasko owalny.

Okaz z Parczowa najbardziej się zbliża do *Parkinsonia pseudoparkinsoni* Wetz. (1911, *31*, tabl. 16, fig. 2). Gatunek ten, według Wetzla (l. c.) oraz Schmidtilla i Krumbecka (1930, *29)*, występuje od najwyższych ogniw warstw dolnych „Parkinsonienschichten" aż do ich górnej części. Odpowiada to zatem zasięgowi od górnej części poziomu *Parkinsonia parkinsoni* po poziom *P. schloenbachi.*

U nas w jurze częstochowskiej *Parkinsonia pseudoparkinsoni* występuje tylko w poziomie *Parkinsonia parkinsoni;* w poziomie *Parkinsonia schloenbachi* dotychczas nie była znajdowana.

Parkinsonia friederici-augusti Wetz.

1911. *Parkinsonia Friederici-Augusti;* Wetzel W., *31*, tabl. 16, fig. 7-8, (non 9-10), s. 202-204.
non 1858. *Ammonites parkinsoni planulatus;* Quenstedt F. A. *18*, tabl. 63, fig. 8, s. 470. (= *Parkinsonia planulata* Qu. 1858 — vide: Schmidtill & Krumbeck 1930. *29*, s. 871-872).

Okaz pochodzi ze starych hałd w Parczowie. Jest to odłamek obejmujący ok. 1/3 obwodu zwoju amonita o średnicy ok. 65 mm. Stan zachowania dobry, charakter urzeźbienia wyraźny, częściowo widoczna linia zatokowa. Wymiary okazu:

średnica	ok. 65 mm	(?)	(1,00)
wysokość zwoju	22 „		(0,32)
grubość zwoju	16 „		(0,25)
szerokość pępka	ok. 26 „	(?)	(0.40)

Przekrój zwoju owalny, wydłużony. Stosunek wysokości zwoju do jego grubości bliski 4 : 3 (1.36). Maksymalna grubość zwoju wypada mniej więcej na 1/3 jego wysokości. Inwolutywność średnia.

Żebra, w porownaniu z innymi parkinsoniami, wyjątkowo liczne i gęste, ostro zarysowane, łukowato wygięte i pochylone ku przodowi. Bifurkacja żeber następuje wysoko, dopiero na 3/4 wysokości zwoju. Dość często występują żebra pojedyncze (nie bifurkowane). Wyraźnie zaznaczonych guzów w punkcie bifurkacji nie ma. Bruzda brzuszna dobrze wyrażona.

Okaz powyższy dobrze odpowiada holotypowi *Parkinsonia friederici-augusti* Wetzla (1911, *31*, tabl. 16, fig. 7-8), chociaż ma nieco niższy i cieńszy zwój. Różni się on natomiast wyraźnie od okazu Quenstedta (1858, *18*, tabl. 63, fig. 8) oraz Schmidtilla i Krumbecka (1930, *29*, tabl. 86, fig. 2, 6, 9; tabl. 81, fig. 3), jak również od *Parkinsonia friederici-augusti* var. *perplanulata* Wetzla (1911, *31*, str. 204).

Pozycję stratygraficzną *P. friederici-augusti* Wetzel określa jako „górną część górnych warstw parkinsoniowych". Schmidtill i Krumbeck cytują ją ze środkowych i górnych „Parkinsonienschichten". Odpowiada to występowaniu tego gatunku w poziomie *P. parkinsoni* i części poziomu *P. schloenbachi*.

Parkinsonia cf. *neuffensis* Opp.

1848. *Ammonites Parkinsoni gigas:* Quenstedt F. A., *17*, tabl. 2, fig. 1, s. 143.
1857. *Ammonites Neuffensis;* Oppel A., *12*, s. 378.
1911. *Parkinsonia Neuffensis;* Wetzel W., *31*, tabl. 18, fig. 1; tabl. 19, fig. 1; s. 210-213.
1928. *Parkinsonia neuffensis;* Nicolesco C. P., *11*, tabl. 15, s. 50.
1930. *Parkinsonia neuffensis;* Schmidtill E. & Krumbeck L., *29*, tabl. 86, fig. 8; tabl. 91, fig. 4; s. 876-877.
1937. *Parkinsonia neuffensis;* Wetzel W., *33*, tabl. 12, fig. 7; tabl. 13, fig. 1; s. 123-124.

Jeden z okazów amonitów z Parczowa (odłamek zwoju o wysokośc ok. 30 mm, o przekroju owalnym, z dobrze zachowaną rzeźbą) dość ściśl odpowiada okazowi *P. neuffensis* u Wetzla (1937, *33*, tabl. 12, fig. 7), po chodzącemu z „obere Parkinsonienschichten" z Vandenesse (Nièvre).

Szczegółowy opis tego okazu nie zachował się.

Parkinsonia neuffensis występuje najliczniej w poziomie *P. parkin soni*, znana jest również z poziomu *P. schloenbachi* (mniej liczna), a nawe pojedyncze jej znaleziska bywają notowane z poziomu *P. württembergi ca*. W tym ostatnim przypadku mogą jednak zachodzić wątpliwości, cz nie zostały zaliczone do tego gatunku niektóre bardziej do niego zbliżon odmiany *P. eimensis*.

Parkinsonia depressa Qu.

1849. *Ammonites depressus;* Quenstedt F. A., *17*, tabl. 11, fig. 5, s. 144.
1886-1887. *Ammonites parkinsoni;* Quenstedt F. A., *19*, tabl. 71, fig. 24, 25, s. 600-60
1911. *Parkinsonia depressa;* Wetzel W., *31*, tabl. 15, fig. 12-14, s. 194.
1927. *Parkinsonia depressa;* Dorn P., *5*, tabl. 4, fig. 2, s. 227.
1928. *Parkinsonia depressa;* Nicolesco C. P., *11*, tabl. 10, fig. 1-9; tabl. 11, fig. 1; s. 3
1928. *Parkinsonia depressa* var. *crassa;* Ibid., tabl. 11, fig. 2-8.
1930. *Parkinsonia depressa;* Schmidtill E. & Krumbeck L., *29*, tabl. 82, fig. 5, 6; tab 83, fig. 2, 3, 5, 6, 8, 9; tabl. 85, fig. 4; tabl. 88, fig. 6; s. 863-864.
1937. *Parkinsonia depressa* Qu. var. *pseudoreineckia;* Wetzel W., *33*, tabl. 14, fig. 2 s. 126.
1937. *Parkinsonia depressa* Qu. var. *robusta;* Ibid., tab. 14, fig. 3, s. 127.
1937. *Parkinsonia depressa* Qu. var. *nicolescoi;* Ibid., tabl. 14, fig. 4, s. 127.
1937. *Parkinsonia depressa* Qu. var. *crassa* (Nicol.); Ibid., s. 128.

Z Parczowa pochodzą trzy dość duże odłamki amonitów o średnicy ok. 40-50 mm oraz dwa prawie kompletne okazy młodych osobników. Wymiary tych ostatnich są następujące:

	Okaz I	*Okaz II*	
średnica	ok. 12 mm (1,00)	ok. 13 mm (1,00)	16 mm (1,00)
wysokość zwoju	3,5 „ (0,29)	4 „ (0,30)	5 „ (0,31)
grubość zwoju	— —	4 „ (0,38)	— —
szerokość pępka	ok. 5,5 „ (0,46)	ok. 6 „ (0,46)	8 „ (0,50)

Przekrój zwoju owalno-okrągły, bez żadnych zarysów graniastości. Maksimum grubości zwoju przypada mniej więcej w połowie wysokości zwoju.

Zwój niski, pękaty, szerszy niż jego wysokość (stosunek grubości do wysokości zwoju ok. 1,25). Żebra prawie proste, pochylone naprzód. W punkcie bifurkacji załamania żeber nie widać. Żebra główne mocne, bifurkują dość regularnie; co dwa-trzy żebra jedno zostaje nierozdzielone. Punkt bifurkacji wyraźnie zaakcentowany guzkiem. Bruzda na stronie brzusznej płytka, ale dość wyraźna.

Okazy parczowskie najbardziej zbliżają się do *Parkinsonia depressa* Qu., opisanych przez Dorna (1927, 5, tabl. 4, fig. 2). Zbliżone są one również do *P. depressa* Qu. var. *robusta* Wetz. (1937, *33*; typ: Quenstedt 1886. *19*, tabl. 72, fig. 6). Zdecydowanie różnią się od *P. depressa* Qu. var. *crassa* Nicol. oraz var. *nicolescoi* Wetz.

Parkinsonia depressa Qu. według Wetzla (1911, *31*) występuje w najwyższej części dolnych i w górnych „Parkinsonienschichten" Lasu Teutoburskiego. Okazy Quenstedta (1886, *19*) pochodzą ze środkowej części piętra epsilon jury brunatnej.

Schmidtill i Krumbeck (1930, *29*) wymieniają ją z najwyższej części dolnych i ze środkowych „Parkinsonienschichten" północnej Bawarii.

Ten zasięg *Parkinsonia depressa* Qu. odpowiada zatem całemu poziomowi *P. parkinsoni* i poziomowi *Subgarantiana tetragona*.

Parkinsonia depressa Qu. var. *robusta* Wetz. uważana jest przez Wetzla za najmłodszą odmianę *P. depressa* Qu., a więc występującą w górnej części poziomu *P. parkinsoni*. Takie jej położenie odpowiadałoby pozycji stratygraficznej okazów z Parczowa.

Parkinsonia schloenbachi Schlippe
(synonimika — p. niżej)

W najniższych ławicach podwapieniaka dolnego, odsłoniętych w zboczu doliny Pilicy na Zakościelu koło Inowłodza, znalazłem okaz dużej parkinsonii ok. 200 mm średnicy, który oznaczyłem jako *Parkinsonia schloenbachi* Schlippe. Cechował go prawie okrągły (słabo owalny) przekrój zwoju i grube, rzadkie żebrowanie z bifurkacją mniej więcej na połowie wysokości zwoju.

Bliższy opis i pomiary tego okazu nie zachowały się.

Parkinsonia cf. *schloenbachi* Schlippe

1865. *Ammonites ferrugineus;* Schloenbach U., *28*, tabl. 28, fig. 4; tabl. 29, fig. 1; s. 175.
1888. *Parkinsonia schloenbachi;* Schlippe A. O., *27*, tabl. 4, fig. 4, s. 210.
1930. *Parkinsonia schloenbachi;* Schmidtill E. & Krumbeck L., *29*, tabl. 89, fig. 4; tabl. 90, fig. 1; s. 878.

Okaz pochodzi z najniższej części serii dolnych podwapieniaków z Zastronia koło Wysokiej (1 km na pn.-zachód od m. Jastrząb). Jest to jedynie odłamek zwoju amonita o grubości 34 mm (rekonstruowana wysokość zwoju ok. 33 mm) z dobrze zachowaną częścią zewnętrzną, ale z uszkodzoną przypępkową częścią zwoju.

Mimo jednak takiego stanu zachowania oznaczyłem bez wahania powyższy okaz jako *Parkinsonia* cf. *schloenbachi*, ze względu na charakterystyczny, prawie okrągły zarys przekroju i typowe grube żebrowanie (por. fig. 2).

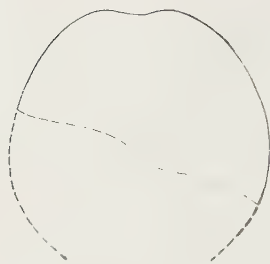
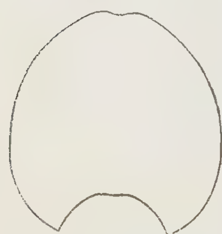
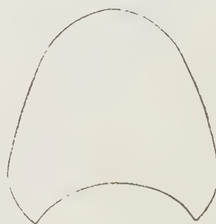


Fig. 2
Przekrój poprzeczny zwoju *Parkinsonia* cf. *schloenbachi* Schlippe. Okaz z Zastronia. Linia przerywana — rekonstruowana część zwoju w.n.

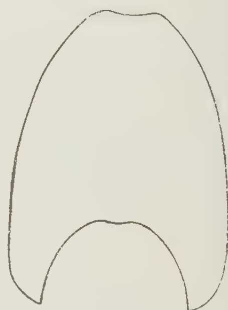
Okaz z Zastronia, jak można się domyśla miał ok. 110-120 mm średnicy. Kształtem prz kroju zwoju i charakterem rzeźby doskonale od powiada rysunkowi większego okazu Schloenbach (1865, *28*, tabl. 29, fig. 1), który posłużył Schlippe mu do wyróżnienia tego gatunku. Jest on równie bardzo bliski okazom Schmidtilla i Krumbeck (1930, *29*, tabl. 98, fig. 4 i tabl. 90, fig. 1). Różn się natomiast zdecydowanie od „*Parkinsoni schloenbachi*" Dorna (1927, *5*, tabl. 6, fig. 8) i o *P.* cf. *eimensis* Wetzla (1911, *31*, tabl. 17, fig. 5, 6 przede wszystkim innym, o wiele bardziej okrąg łym („rurowatym") przekrojem zwoju, gdy tym czasem u ostatnio wymienionych autorów jes on wyraźnie trapezoidalnie zaokrąglony i ju nawet u kilkucentymetrowych osobników ma przekrój zwoju zdecy dowanie wyższy w porównaniu z grubością (u właściwej *P. schloenbach* wyraźna przewaga wysokości nad grubością zwoju ustala się dopiero prz średnicy 70-100 mm.). Sądzę, że okazy Dorna i Wetzla reprezentują now odmianę *Parkinsonia schloenbachi*, a nawet być może również odrębn gatunek (por. fig. 3).



A



B



C

Fig. 3
Porównanie przekrojów poprzecznych *Parkinsonia schloenbachi* Schlippe (A), *Park* aff. *schloenbachi* Dorn non Schlippe (B) i *Park eimensis* Wetzel (C) przy tej same grubości zwoju (28 mm)
Okaz *A* o średnicy 86 mm, *B* — 92 mm, *C* — 97 mm w.n.

Parkinsonia schloenbachi Schlippe według Schmidtilla i Krumbecka (1930) występuje w najwyższej części „Parkinsonienschichten" i w „Ferruginea-Schichten" (= dolna część „Württembergica-Schichten północnej Bawarii). W analogicznej sytuacji stratygraficznej znajdują się okazy Schloenbacha i Schlippego.

W Anglii *Parkinsonia schloenbachi* Schlippe uważana jest (Arkell 1933, *1*) za przewodnią dla najwyższego poziomu „Inferior Oolite".

Według przyjętej przeze mnie stratygrafii doggeru dla Jury Krakowsko-Częstochowskiej *Parkinsonia schloenbachi* Schlippe charakteryzuje górny poziom środkowego wezulu (górna część poziomu *P. parkinsoni* u Rehbindera), który nazwałem jej imieniem. Wyżej, łącznie z *P. württembergica* Opp., omawianego gatunku nie znajdowałem.

Parkinsonia cf. aff. *schloenbachi* Dorn (non Schlippe)

1927. *Parkinsonia schloenbachi;* Dorn P., *5*, tabl. 6, fig. 8, s. 238 (non *P. schloenbachi;* Schlippe A. O., *27*, tabl. 4, fig. 4, s. 219, i jej synonimika).

Do wyróżnionej wyżej (str. 331) odmiany *Parkinsonia* aff. *schloenbachi* Dorn (non Schlippe!), opisanej przy analizie synonimiki typowej *P. schloenbachi* Schlippe, podanej przy opisie okazu z Zastronia koło Wysokiej, mogłem jedynie zaliczyć odcisk parkinsonii średnich wymiarów, znaleziony koło wsi Dęborzeczka, leżącej w odległości 5 km na południe od Inowłodza. Okaz ten zachowany jest w piaskowcu żelazistym, tworzącym „skorupowe" przewarstwienia wśród piasków brunatnych i czerwonych, które powstały na wychodniach w wyniku oksydacji dolnych podwapieniaków. Dlatego też, chociaż okaz powyższy zachowany jest w innej skale, niż amonity z Zastronia i Zakościela pod Inowłodzem, jestem jednak zdania, że pochodzi on z tego samego ogniwa stratygraficznego.

Na okazie z Dęborzeczki widać fragment owalnego i dość wysokiego zwoju z rzadko rozstawionymi zaokrąglonymi żebrami, stosunkowo nisko bifurkującymi i tworzącymi niewielkie guzki w miejscach rozwidlenia. Okaz ten zbliża się najbardziej do rysunków Dorna (1927, 5, tabl. 5, fig. 8).

Parkinsonia aff. *schloenbachi* Dorn (non Schlippe) występuje, według Dorna, w „oberen Parkinsonienschichten — Zone der *P. ferruginea*", co odpowiadałoby poziomowi *P. schloenbachi* oraz dolnej części poziomu *P. württembergica* według przyjętego schematu stratygraficznego.

Parkinsonia aff. *radiata* Renz

1886-87. *Ammonites parkinsoni planulatus;* Quenstedt F. A., *19*, tabl. 71, fig. 19, s. 599.
1904. *Parkinsonia parkinsoni* var. *radiata;* Renz C., *20*, s. 77.
1911. *Parkinsonia radiata;* Wetzel W., *31*, tabl. 15, fig. 9-11, s. 192.
1913. *Parkinsonia radiata;* Renz C., *20a*, tabl. 28, fig. 3.
1927. *Parkinsonia radiata;* Dorn P., *5*, tabl. 5, fig. 3, 4, s. 237.
1928. *Parkinsonia radiata;* Nicolesco C. P., *11*, tabl. 1, fig. 3-10, s. 19,20.
1930. *Parkinsonia radiata;* Schmidtill E. & Krumbeck L., *29*, tabl. 85, fig 6, s. 663.

Okaz pochodzi od M. Kobyłeckiego z Trębowca koło Mirca i wydobyty został z przewarstwienia piaskowca wśród iłów leżących o kilka me-

trów poniżej spągu dolnego podwapieniaka. Okaz ten miał ok. 40 cm średnicy i był zachowany prawie w całości. Miał on małą inwolutywność, szeroki pępek, zwój niski i zaokrąglony o mało różniącej się grubości i wysokości. Pomiary i dalsze szczegóły opisu nie zachowały się.

Dokładny zasięg wiekowy *Parkinsonia radiata* nie jest ustalony. Egzemplarz opisywany przez Wetzla pochodzi z „oberen Parkinsonienschichten". Schmidtill i Krumbeck (1930, *29*, str. 863) piszą o nim: „genaueres Horizont nicht bekannt, wahrscheinlich obere Park. Schichten." Na podstawie tych określeń można przyjąć, że występuje on w poziomie *Parkinsonia schloenbachi* i być może w części poziomu *P. parkinsoni* (por. uwagę Wetzla 1911, *31*, str. 194).

Nasz okaz jest najbardziej zbliżony do opisanego przez Dorna (1927, 5, tabl. 5, fig. 3) z górnych „Parkinsonienschichten", gdzie występuje razem z *P. schloenbachi*.

Parkinsonia cf. *eimensis* Wetz.

1865. *Ammonites neuffensis;* Schloenbach U., *28*, tabl. 28, fig. 3, s. 173.
1928. *Parkinsonia planulata;* Nicolesco C. P., *11*, tabl. 12, fig. 7.
1930. *Parkinsonia eimensis;* Schmidtill E. & Krumbeck L., *29*, tabl. 87, fig. 1; tabl. 88, fig. 1, 5; str. 875.
aff. 1911. *Parkinsonia* cf. *eimensis;* Wetzel W., *31*, tabl. 17, fig. 5, 6, s. 208.

Okaz pochodzi z łomików przy drodze do zabytkowego kościoła św. Idziego na Zakościelu pod Inowłodzem, gdzie odsłania się środkowa i górna część tzw. dolnej serii podwapieniaków. Wydobyty on został bezpośrednio ze ściany kamieniołomu.

Amonit ten, o średnicy ok. 150 mm, zachowany był dość dobrze, w każdym razie zupełnie wystarczająco dla jego oznaczenia.

Szczegółowego jego opisu obecnie nie posiadam, mam jedynie zanotowane, że najlepiej odpowiadał on opisowi i fotografii u Wetzla (1911, *31*, tabl. 17, fig. 5, 6).

Parkinsonia eimensis występuje, według Wetzla, w górnych „Parkinsonienschichten" i w części „Württembergica-Schichten". Okaz Schloenbacha (1865, *28)*, do którego nawiązuje swój gatunek Wetzel, pochodzi według Schmidtilla i Krumbecka (1930, *29*) z warstw zawierających *P. ferruginea* i *P. württembergica*. Dorn (1927, 5), wymienia ją z „oberen Parkinsonienschichten, der Zone der *P. ferruginea* und vielleicht noch der *P. württembergica*...".

Jest to więc gatunek występujący w poziomie *Parkinsonia schloenbachi* i co najmniej w dolnej części poziomu *P. württembergica*.

Parkinsonia sp. (cf. *eimensis* Wetz.?)

W wyższej części podwapieniaków w okolicy Zastronia koło Wysokiej, w pobliżu samotnej zagrody ob. Malmona, znaleziony był duży amo-

nit średnicy ok. 250 mm. o stosunkowo wysokim owalnym przekroju zwoju. Okaz ten tylko przez krótki czas znajdował się w moim posiadaniu i został rozpoznany tylko prowizorycznie jako zbliżony do *Parkinsonia eimensis* w sensie rysunku Schloenbacha (1865, *28*, tabl. 28, fig. 3), do którego był najbardziej zbliżony.

Parkinsonia ferruginea Opp. (var. *dorni* n. var.)

1849. *Ammonites parkinsoni planulatus;* Quenstedt F. A., *17*, tabl. 11, fig. 3, s. 143-144
1856-58. *Ammonites ferrugineus;* Oppel A., *12*, s. 476, § 61, No. 3.
1888. *Parkinsonia ferruginea;* Schlippe A. O., *27*, tabl. 4, fig. 3 (non fig. 2), s. 211.
1927. *Parkinsonia ferruginea;* Dorn P., *5*, tabl. 4, fig. 5, 6, s. 231-232.
1928. *Parkinsonia compressa* Qu. var. *ferruginea* Opp. emend. Nicolesco; Nicolesco C. P., *11*, tabl. 16, fig. 1-3, s. 57—58.
1930. *Parkinsonia* cf. *ferruginea;* Schmidtill E. & Krumbeck L., *29*, tabl. 87, fig. 8; tabl. 89, fig. 2, 3, 5, 6; tabl. 91, fig. 2; s. 879-880.

Mój okaz pochodzący z Parczowa jest odłamkiem obejmującym trzecią część amonita o średnicy ok. 20 mm. Stan zachowania dobry, rzeźba obustronnie pięknie widoczna.

Wymiary okazu:

średnica	ok. 20	mm	(1,00)
wysokość zwoju	6,5	„	(0,32)
grubość zwoju	5,5	„	(0,27)
szerokość pępka	ok. 8	„	(0,40)

Przekrój zwoju trapezoidalny, lekko zaokrąglony, o powierzchniach bocznych lekko wypukłych, stromo opadających ku pępkowi (por. fig. 4).

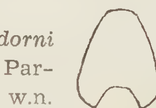


Fig. 4
Przekrój poprzeczny zwoju *Parkinsonia ferruginea* var. *dorni* n. var. (non *Park. ferruginea* Oppel) według okazu z Parczowa
w.n.

Strona zewnętrzna (brzuszna) zwoju ma kształt lekko przypłaszczonego wypukłego sklepienia. Maksymalna grubość zwoju przypada poniżej 1/4 jego wysokości. Przy średnicy okazu ok. 20 mm wysokość zwoju jest wyraźnie większa, niż jego grubość. Na nieco wcześniejszych zwojach są one prawie równe.

Żebra główne mocne, lekko łukowate, nieco powyżej połowy wysokości zwoju zagięte ku przodowi (ku ujściu).

Podział żeber następuje między 1/2 a 2/3 wysokości zwoju. Tylko w niektórych przypadkach ma on charakter właściwej bifurkacji, częściej następuje on przez pojawienie się między żebrami głównymi zebra dodatkowego. Co drugie-trzecie żebro, jedno żebro pozostaje nierozdzielone. Guzów ani tendencji do ich tworzenia nie ma. Na krawędzi przypępkowej wi-

doczne przedłużenie żeber. Pępek szeroki i stosunkowo dość głęboki. Wymiary jego ze wzrostem utrzymują się prawie w stałej proporcji do średnicy okazu (0,40-0,42).

Strona zewnętrzna zwoju szeroka i płaska, z wyraźną, ale niezbyt szeroką bruzdą.

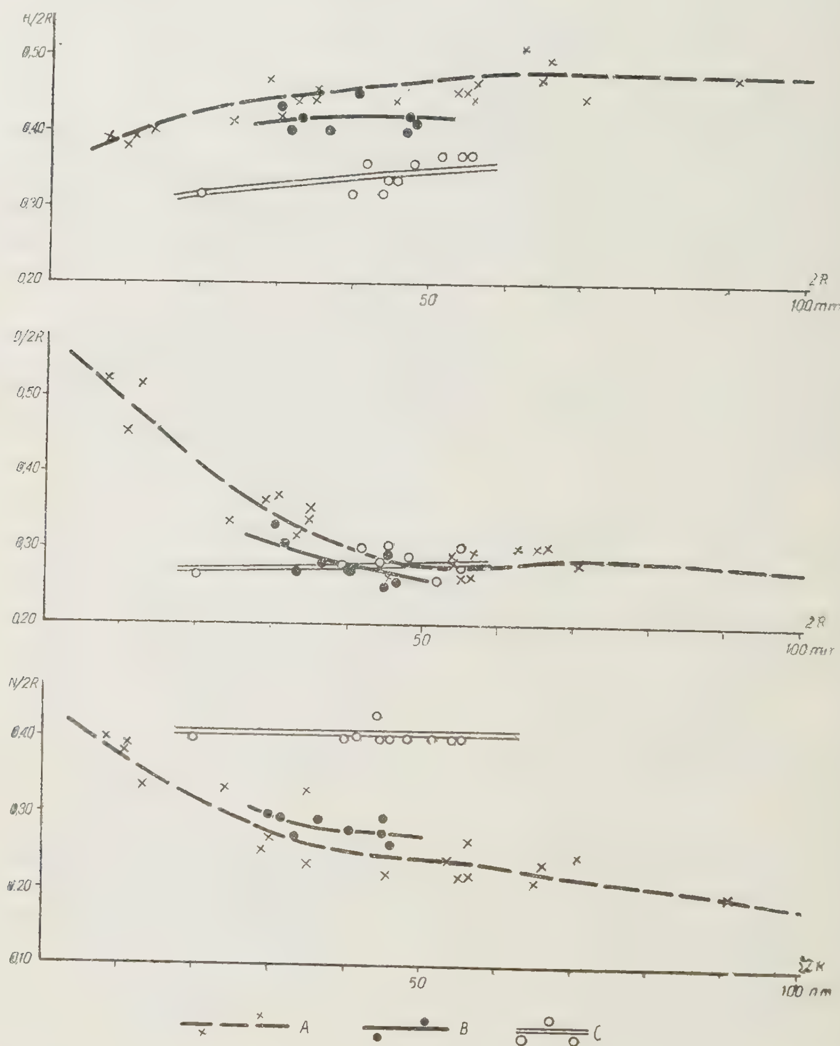


Fig. 5

Diagram porównawczy zmian wartości spółczynników wysokości [H/2R] i grubości [D/2R] zwoju oraz szerokości pępka [N/2R] w zależności od wymiarów okazów, dla *Parkinsonia württembergica* Opp. (A), *Park. ferruginea* Opp. (B) i *Park. ferruginea* var. *dorni* n. var. (C)

H wysokość zwoju, *D* grubość zwoju, *2R* średnica okazu (na podstawie pomiarów na własnych okazach i cytowanych w literaturze: *5, 11, 29*)

Okaz opisany jest blisko spokrewniony z *Parkinsonia ferruginea* Opp. i bardzo się zbliża do form opisanych pod tą nazwą przez Dorna (1927, 5, str. 231-232, tabl. 4, fig. 6) z Thalmässing (Frankoński Alb). Różni się od nich nieznacznie wcześniejszym osiągnięciem przewagi wysokości zwoju nad jego grubością oraz lekko zaznaczającą się wypukłością boków zwoju.

Okazy Dorna nie odpowiadają jednak zupełnie oryginałowi Quenstedta, na którym oparł swój gatunek Oppel i który musimy uważać za typową formę *Parkinsonia ferruginea* Opp. Jest ona bardziej zbliżona do *P. württembergica* Opp., do której ma podobny kształt i rzeźbę zwoju, przy płytszym jednocześnie i szerszym pępku.

Odmianę występującą u nas, łącznie z opisaną przez Dorna, uważam za właściwe wyodrębnić z zakresu typowej *P. ferruginea* Opp. i przyjmuję dla niej nazwę *Parkinsonia ferruginea* Opp. var. *dorni* nov. var. Na osobnikach o średnicy rzędu 40-50 mm (fig. 5) różni się ona od form typowych niższym zwojem (0,32-0,37 zamiast 0,40-0,46), innym stosunkiem grubości do wysokości zwoju (0,8-0,9 zamiast 0,6-0,7) i zdecydowanie szerszym pępkiem (0,4 zamiast 0,28-0,32).

Różnice te ilustruje załączona tabela wymiarów holotypów i graficzne zestawienie zmian wymiarów wraz ze wzrostem dla *Parkinsonia württembergica* Opp., *P. ferruginea* Opp. i *P. ferruginea* var. *dorni* n. var. (fig. 6).

Zestawienie wymiarów holotypów

	P. württembergica Opp. (17, tabl. 21, fig. 4)	*P. ferruginea* Opp. (17, tabl. 11, fig. 3)	*P. ferruginea* var. *dorni* (5, tabl. 4, fig. 6)
	mm	mm	mm
średnica okazu	65,00	32,00	48,00
wysokość zwoju	0,47	0,40	0,36
grubość zwoju	0,30	0,31	0,28
szerokość pępka	0,21	0,32	0,40

Z wykresów i zestawienia przekrojów zwojów (fig. 6) uwidoczniają się różnice między tymi trzema pokrewnymi gatunkami parkinsonii. Najstarsza z nich *P. ferruginea* Opp. var. *dorni* nov. var. (występuje, według Dorna, w „obere Parkinsonienschichten" w Thalmässing, poniżej „Württembergica-Zone", a więc w naszych poziomach *P. schloenbachi* i górnej części poziomu *P. parkinsoni)* ma zwój niższy (0,32-0,37), ale niewiele różniący się swoją grubością (0,26-0,30), o przekroju trapezoidalnym, nieco zaokrąglonym i przysadzistym, z szerokim zaokrąglonym sklepieniem na zewnętrznej stronie, oraz dość szeroki pępek (0,40).

Parkinsonia ferruginea Opp., która pojawia się w najwyższej częś poziomu P. *schloenbachi*, a główny swój zasięg ma w poziomie *P. würt tembergica* (por. Schmidtill & Krumbeck 1930, *29*, str. 880), posiada ju zwój o przekroju trapezoidalno-gotyckim, wyraźnie wyższy (0,40-0,45), z sklepieniem wydatnie węższym. Szerokość pępka ulega znacznemu zmniej szeniu (0,28-0,32).

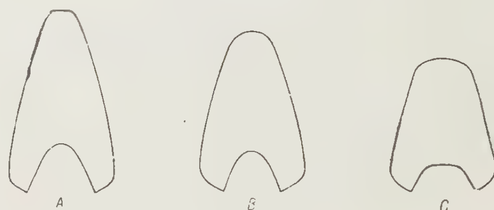


Fig. 6

Porównanie przekrojów poprzecznych *Parkinsonia württembergica* Opp. (A), *Par ferruginea* Opp. (B) i *Park. ferruginea* var. *dorni* n. var. (C) przy tej samej grubośc zwoju (14 mm)
Okaz *A* — średnicy 54 mm, *B* — 53 mm, *C* — 52 mm w.n

Najmłodsza z tej grupy i charakteryzująca górny poziom wezulu *Parkinsonia württembergica* Opp. ma przekrój zwoju w formie wysokie go łuku gotyckiego z wąskim, ale zupełnie płaskim ścięciem na stroni zewnętrznej. Między bokiem zwoju i wspomnianym spłaszczeniem tworzy się wyraźny kąt, gdy tymczasem w przypadkach poprzednich oddzielało je zaokrąglenie bardziej łagodne.

Sam zwój jest wybitnie wysoki (0,44-0,51), ale niezbyt gruby (0,26-0,30), podobnie jak i u poprzednich odmian. Ogólny charakter żebrowania u wszystkich jest zbliżony. Liczba żeber waha się ok. 40 i jest zmienna w tych samych mniej więcej granicach dla każdego z gatunków. Same żebra są mniej ostre, niż w grupie starszych parkinsonii i często robią wrażenie fałd na sfalowanej tkaninie. Szczególnie wyraźne to jest u *Parkinsonia württembergica* Opp., która jest końcową formą tego szeregu.

Parkinsonia aff. *württembergica* Opp.
(= *P.* aff. *compressa* Qu.)

aff. 1927. *Parkinsonia compressa* Qu.; Nicolesco C. P., *11*, tabl. 6, fig. 7, 8, s. 55-56.
aff. 1927. *Parkinsonia compressa* Qu. var. *württembergica* Opp.; Ibid., tab. 6, fig. 13, 14, s. 59.

Niewielki okaz amonita zachowanego w „kuchu ochrowym", który powstał w wyniku oksydacji dolnego poziomu podwapieniaków, pochodzi z szurfu założonego przy drodze z Niemojewic do Białaczowa i znajdują-

cego się w odległości ok. 0,5 km na pn.-wschód od pierwszej z tych miejscowości. Jest to okaz młodej, ale bardzo dobrze i całkowicie zachowanej parkinsonii, stanowiący odlew wewnętrzny (pozbawiony skorupy) z dobrze widocznymi wszystkimi szczegółami rzeźby.

Wymiary tego okazu są następujące:

średnica	12,5 mm	(1,00)
wysokość zwoju	4,5 „	(0,36)
grubość zwoju	4,7 „	(0,38)
szerokość pępka	6,0 „	(0,48)

Przekrój zwoju okrągły, bez stromej krawędzi przypępkowej i bez tendencji do spłaszczenia na zewnętrznej stronie. Grubość zwoju nieznacznie większa, niż jego wysokość. Stosunek grubości do wysokości zwoju jest 1,05.

Żebra główne mocne, ostro zarysowane i lekko pochylone ku przodowi (ku ujściu). Żebra podrzędne drobniejsze i prawie o połowę niższe. Żebra główne bifurkują dwudzielnie nieco powyżej połowy wysokości zwoju. W miejscu bifurkacji tworzy się niewielkie wydłużone w kierunku biegu żeber nabrzmienie o charakterze podłużnego guzka. W pobliżu bruzdy zewnętrznej przy dokładnej obserwacji spostrzega się na żebrach słabe nabrzmienia w formie okrągłych guzków. Za tymi nabrzmieniami żebra zwężają się i obniżają, jednocześnie silnie zaginając się naprzód, po czym szybko zanikają w bruździe na zewnętrznej stronie zwoju. Sama bruzda jest wyraźna, ale wąska. Liczba żeber na zwoju ok. 30-32.

Pępek szeroki, zajmuje prawie połowę średnicy amonita (0,48). Inwolutywność mała.

Okaz z Niemojewic rzeźbą zupełnie dobrze odpowiada opisowi młodych *Parkinsonia württembergica* Opp. (zbliżonej średnicy) w pracy Nicolesco. Różni się jednak od nich wymiarami (szerszy pępek, niższy i cieńszy zwój).

Możliwe, że jest to młoda forma innego gatunku z grupy *Parkinsonia württembergica*, np. *P. ferruginea* Opp., której opisu młodych zwojów dotychczas w literaturze nie napotkałem.

Zakład Geologii Czwartorzędu
Uniwersytetu Warszawskiego
Warszawa, 1955

LITERATURA CYTOWANA

1. ARKELL W. J. Jurassic system in Great Britain. Oxford 1933.

1a. BENTZ A. Die Garantienschichten von Norddeutschland. — Jb. Preuss. Geo L.-A., Bd. 45. 1924.

2. — Über Strenoceraten und Garantianen, insbesondere aus dem Mittlere Dogger von Bielefeld. — Ibid., Bd. 49. 1928.

3. BORISJAK A. A. Fauna Doneckoj Jury. — Trudy Geol. Kom. Nov. ser. 37. 190

4. — Doneckaja Jura. 1917.

5. DORN P. Die Ammonitenfauna der Parkinsonien-Schichten bei Thalmässing. — Jb. Preuss. Geol. L.-A., Bd. 48. 1927.

6. GROSSOUVRE A. Bajocien et Bathonien dans la Nièvre. — Bull. Soc. Géol. d France, Sér. IV, t. 17. 1918.

7. KONJUCHOV I. A., KRYMGOLC G. J., GOFMAN E. A. K stratigrafii jurskic otloženij Centralnogo Dagestana. — Vestn. Mosk. Univ., Ser. Fiz.-Mat. Es Nauk, god 8, vyp. 2. 1954.

8. KUŹNIAR CZ. Złoże rud żelaznych oolitowych w Parczowie. — Spraw. P. I. G t. IV, z. 3-4. 1928.

9. LEWIŃSKI J. Przyczynek do znajomości utworów jurajskich na wschodnim zbo czu Gór Świętokrzyskich. — Pam. Fizjogr., t. XVII. 1901.

10. — K poznaniju jurskich otloženij vostočnogo sklona Kelecko-Sandomerskog Krjaža. — Izv. Varš. Univ., 1901.

11. NICOLESCO C. P. Étude monographique du genre Parkinsonia. — Mém. Soc. Géo de France, N. sér. 9. 1927.

12. OPPEL A. Die Juraformation Englands, Frankreichs und des südwestliche Deutschlands. 1856-58.

13. ORBIGNY A. d'. Paléontologie française. Terrains jurassiques, I. 1842-49.

14. PASSENDORFER E. Sprawozdania z badań geologicznych na arkuszu Opoczn (w latach 1921, 1927, 1930). — Pos. Nauk. P. I. G., Nr 2, 19-20, 28, 1922, 1928, 193

15. — O triasie i dolnej jurze na pn.-zachodnich zboczach Gór Świętokrzyskich. — Prace T. P. N. w Wilnie, t. XIII. 1939.

16. POTONIÉ R. Die ammonitischen Nebenformen des Dogger (Apsorroceras, Spiro ceras, Paraputoceras). — Jb. Preuss. Geol. L.-A., Bd. 50. 1929.

17. QUENSTEDT F. A. Die Cephalopoden. 1849.

18. — Der Jura. 1858.

19. — Die Ammoniten des schwäbischen Jura. 1886-87.

20. RENZ C. Der Jura von Daghestan. — N. Jb. Min. Geol. & Pal., Bd. 2. 1904.

20a. — Zur Geologie des östlichen Kaukasus. 1913.

21. RÓŻYCKI St. Zb. Badania geologiczne i roboty poszukiwawcze w 1938 r. w strefie występowania jury na północnym i wschodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. 1939.

22. — Jurajskie skały krzemionkowe nad Pilicą. — Biul. P. I. G. Nr 29. 1947.

23. — Kras starachowicki. — Przegl. Geogr., t. XXII. 1949.

24. — Górny dogger i dolny malm Jury Krakowsko-Częstochowskiej. — Prace P. I. G. 1952.

25. SAMSONOWICZ J. — Cechsztyn, trias i lias na północnym zboczu Łysogór. — Spraw. P. I. G., t. V, z. 1-2. 1928.

26. — Objaśnienia arkusza Opatów. P. I. G. 1934.

27. SCHLIPPE A. O. Die Fauna des Bathonien im rheinischen Tieflande. — Erläut. Geol. Specialkarte. Elsass-Lothr. 1888.

28. SCHLOENBACH U. Beiträge zur Paläontologie der Jura- und Kreideformation im nordwestlichen Deutschland. — Palaeontographica, t. 13. 1865.

29. SCHMIDTILL E. & KRUMBECK L. Über die Parkinsonien-Schichten Nordbayerns mit besonderer Berücksichtigung der Parkinsonien-Schichten Nordwestdeutschlands. — Jb. Preuss. Geol. L.-A., t. 51. 1930.

30. SOWERBY J. Mineral Conchology of Great Britain. 1812-1834.

31. WETZEL W. Faunistische und stratigraphische Untersuchung der Parkinsonienschichten des Teutoburger Waldes bei Bielefeld. — Palaeontographica, 58. 1911.

32. — Beiträge zur Stratigraphie und Paläogeographie des mittleren Doggers von Nordwesteuropa. — Ibid., t. 65. 1924.

33. — Studien zur Paläontologie des nordwesteuropäischen Bathonien. — Ibid., t. 87. 1937.

34. ZIETEN C. H. Die Versteinerungen Württembergs. 1830.

Podział stratygraficzny doggeru i dolnego malmu pn.-zachodnich, północnych i wschodnich obrzeżeń Gór Świętokrzyskich

Piętra	Podpiętra	Poziomy	Serie litologiczne w Świętokrzyskiem		Fauna przewodnia występująca w Świętokrzyskiem
Oksford	Arg	(W Świętokrzyskiem poziomy nie wyróżnione)	Wapienie płytowe, gąbkowe lub odpowiadające im skały krzemionkowe		*Perisphinctes plicatilis* *Lacunosella trilobataeformis* *Lac. kozłowskii* etc.
	Ne		Wapienie margliste lub pelity i skały krzemionkowe		*Cardioceras cordatum* (s. lato) *Peltoceras arduennense* etc.
	Dywez		Margle i iły szaro-popielate i czerwone		*Quenstedtoceras* sp. *Peltoceras athleta*
Kelowej	Kelowej górny	poz. *Kosm. duncani*	Wapienie szare i różowe z glaukonitem		*Kosmoceras ornatum* *Hecticoceras lunula, Hect. rossiense* etc.
		poz. *Kosm. pollux*			*Kosmoceras pollux* *Hect. cracoviense, Hect. punctatum*
		poz. *Kosm. jason*			*Kosmoceras jason, Reineckia anceps* *Erymnoceras coronatum* etc.
	Kelowej dolny	poz. *Sigal. calloviense* poz. *Macroceph. typicus*	Górna seria piasków i piaskowców z przewarstwieniami piaskowców ilastych i iłów piaszczystych	Seria górnego podwapieniaka	*Macrocephalites tumidus* *Hect. pompeckii* *Phylloceras* aff. *kundernatschi*
Baton		(W Świętokrzyskiem poziomy nie udokumentowane)			*Rhynchonella alemanica Rh. ferryi* *Burmirhynchia* sp. *Chlamys dewalquei, Ch. ambigua* *Entolium ryphaeum* *Cucullaea* etc.
Wezul	Wezul górny	poz. *Park. württembergica*	Wkład ilasty w stropie dolnego podwapieniaka		
			Seria dolnego podwapieniaka		*Parkinsonia württembergica-ferruginea*
					Park. eimensis *Park. schloenbachi*
		poz. *Park. schloenbachi*	Dolna seria ilasta	Górna część dolnej serii ilastej	*Park.* aff. *radiata*
	Wezul środkowy	poz. *Park. parkinsoni*			*Park.* cf. *parkinsoni* *Park. subarietis* *Park. friederici-augusti* *Park. depressa* var. *robusta* *Park. neuffensis* *Park. ferruginea* var. *dorni*
				Piaskowce przedzielające	*Park. parkinsoni* *Park. depressa*
				Dolna część dolnej serii ilastej	*Parkinsonia* sp. (cf. *parkinsoni?*)
	Wezul dolny	poz. *Subgar. tetragona*			*Subgarantiana suevica*
		poz. *Garant. garantiana*	Seria piasków i piaskowców spągowych		*Subgarant. subangulata*
		poz. *Strenoc. subfurcatum*			*Strenoceras subfurcatum* var. *oolithica* *Strenoceras* sp. (cf. *subfurcatum*) *Apsorroceras cylindricus*

Tabela zasięgów ważniejszych głowonogów wezulu
z uwzględnieniem ich występowania w doggerze świętokrzyskim

[illegible] podziału stratygraficznego / Poziomy	*Strenoceras subfurcatum*		*G. garantiana*		*Subgarant. tetragona*		*Parkinsonia parkinsoni*			[illegible]		[illegible]		[illegible] pochodzą okazy świętokrzyskie
	dolny	górny	dolny	górny	dolny	górny	dolny	środkowy	górny	dolny	górny	dolny	górny	
Strenoceras bajocense Defr. (= *niortense* d'Orb.)	× × ×	. . . .	. . . .	. . . .	. . . .	. . . .	. . . .	. . . .	. . . .	- -				
— *[illegible]rcatum* Ziet.	× × ×	× ● ×	× × ×	× × ×	. . . .	. . . .	. . . .	. . . .	. . . .	. . . .	. . . .	. . . .	. . . .	Orłów
— var. *oolithicum* Qu.	. . . .	× ● ×	× . .	. . . .	. . . .	. . . .	. . . .	. . . .	. . . .	. . . .	. . . .	. . . .	. . . .	Orłów
Megatheutis gigantea Sow.	. . . .	. . . .	× × ×	× × ×	× × ×	× × ×	. . . .	. . . .	. . . .	. . . .	. . . .	. . . .	. . . .	—
Garantiana garantiana d'Orb.	. . . .	. . . .	× × ×	× × ×	. . . .	. . . .	. . . .	. . . .	. . . .	. . . .	. . . .	. . . .	. . . .	
— (*Subgarantiana*) *subangulata* Wetz.	. . . .	. . . .	× ● ×	× × ×	. . . .	. . . .	. . . .	. . . .	. . . .	. . . .	. . . .	. . . .	. . . .	Małachów
— — *tetragona* Wetz.	. . . .	. . . .	. . . .	. . . .	× × ×	× × ×	. . . .	. . . .	. . . .	. . . .	. . . .	. . . .	. . . .	
— — *suevica* Wetz.	. . . .	. . . .	. . . .	. . . ×	× ● ×	× . . .	. . . .	. . . .	. . . .	. . . .	. . . .	. . . .	. . . .	Chustki
Parkinsonia arietis Wetz.	. . . .	. . . .	. . . ×	× × ×	× × ×	. . . .	. . . .	. . . .	. . . .	. . . .	. . . .	. . . .	. . . .	--
subarietis Wetz.	. . . .	. . . .	. . . .	. . . .	. . . .	× × ×	× × ×	× × ×	× ● ×	? . . .	. . . .	. . . .	. . . .	Parczów
depressa Qu.	. . . .	. . . .	. . . .	. . . ×	× ×	× × ×	× × ×	× ● ×	× ● ×	. . . .	. . . .	. . . .	. . . .	Koryciska, Parczów
— var. *robusta* Wetz.	. . . .	. . . .	. . . .	. . . .	. . . .	. . . .	. . . .	. . . ×	× ● ×	. . . .	. . . .	. . . .	. . . .	Parczów
parkinsoni Sow.	. . . .	. . . .	. . . .	. . . .	. . . .	. . . .	× × ×	× ● ×	× ● ×	? . . .	. . . .	. . . .	. . . .	Lubienia, Parczów
neuffensis Opp.	. . . .	. . . .	. . . .	. . . .	. . . .	. . . .	× × ×	× × ×	× ● ×	× × ×	× × ×	. . . .	. . . .	Parczów
friederici-augusti Wetz.	. . . .	. . . .	. . . .	. . . .	. . . .	. . . .	. . . .	× × ×	× ● ×	× ? ?	. . . .	. . . .	. . . .	Parczów
pseudoparkinsoni Wetz.	. . . .	. . . .	. . . .	. . . .	. . . .	. . . .	. . . .	. . . ×	× ● ×	× × ×	× . . .	. . . .	. . . .	Parczów
ferruginea var. *dorni* n. var. (Dorn 1927, 5, tabl. 4, fig. 6)	. . . .	. . . .	. . . .	. . . .	. . . .	. . . .	. . . .	. . . .	× ● ×	× × ?	? . . .	. . . .	. . . .	Parczów
aff. *radiata* Renz (Dorn 1927, 5, tabl. 5, fig. 3)	. . . .	. . . .	. . . .	. . . .	. . . .	. . . .	. . . .	. . . .	. . . .	× ● ×	× . . .	. . . .	. . . .	Trębowiec
schloenbachi Schlippe	. . . .	. . . .	. . . .	. . . .	. . . .	. . . .	. . . .	. . . .	. . . .	× × ×	● × ×	. . . .	. . . .	Zastronie, Zakościele
schloenbachi Dorn (non Schlippe)	. . . .	. . . .	. . . .	. . . .	. . . .	. . . .	. . . .	. . . .	. . . .	× × ×	● × ×	. . . .	. . . .	Dęborzeczka
eimensis Wetz.	. . . .	. . . .	. . . .	. . . .	. . . .	. . . .	. . . .	. . . .	. . . .	. . . ×	× × ●	× × ×	. . . .	Zastronie, Zakościele
ferruginea Opp.	. . . .	. . . .	. . . .	. . . .	. . . .	. . . .	. . . .	. . . .	. . . .	. . . .	. . . ×	. .	● × . . .	Niemojewice
württembergica Opp.	. . . .	. . . .	. . . .	. . . .	. . . .	. . . .	. . . .	. . . .	. . . .	. . . .	. . . .	. ×	× × ×	

Jednostki litologiczne regionalnego podziału doggeru północno-wschodnich obrzeżeń Gór Świętokrzyskich	Seria piasków i piaskowców spągowych 1	Dolna seria ilasta 2: Dolna część dolnej serii ilastej 3	Dolna seria ilasta 2: Piaskowce przedzielające 4	Dolna seria ilasta 2: Górna część dolnej serii ilastej 5	Seria [illegible] dolnej 6	Seria ilasta nad [illegible] 7

× Zasięg czasowy danego gatunku w ogóle   ● Występowanie okazów świętokrzyskich   ? Możliwe, że zasięg czasowy danego gatunku sięga dalej

ZBIGNIEW JANUSZ KOTAŃSKI

Wapienie robaczkowe środkowego triasu serii wierchowej Tatr

TREŚĆ: Geneza wapieni robaczkowych w świetle dotychczasowych badań — Wykształcenie litologiczne środkowego triasu serii wierchowej — Związek wapieni robaczkowych z warstewkowaniem i deformacjami spływowymi — Udział wapieni robaczkowych w rytmice sedymentacyjnej — Osobliwe skały z Kalackiej Turni, Organów i Kominów Dudowych — Fauna w wapieniach robaczkowych — Pozycja stratygraficzna wapieni robaczkowych — Literatura cytowana

GENEZA WAPIENI ROBACZKOWYCH W ŚWIETLE DOTYCHCZASOWYCH BADAŃ

Wśród skał serii wierchowej środkowego triasu Tatr znane są od dawna wapienie, które otrzymały nazwę robaczkowych.

V. Uhlig (1897, *27)**, opisując „hochtatrischer Liasjurakalk" podaje:

„Einzelne Schichten bestehen aus eigenthümlichen kalkigen Wülsten, die von toniger, lehmig verwitternder Masse eingehüllt sind und gewissen Fucoiden einige Ähnlichkeit haben. Diese Wülste sind bald einfach, bald getheilt, wie niedergedrückt und durchschnittlich 3 bis 5 mm breit und 2 bis 5 cm lang" (l. c., str. 29).

W. Kuźniar (1910, *15, 16)* zauważył, że wśród otoczaków w zlepieńcach eoceńskich znajdują się skały serii wierchowej, a między innymi również i wapienie „fukoidowe" zaliczane wtedy do jury.

Okazało się jednak wkrótce (W. Goetel 1917, *6)*, że wapienie „fukoidowe", zupełnie podobne do wierchowych, znajdują się również w triasie reglowym na Wielkim Kopieńcu. Opierając się na tym fakcie E. Passendorfer (1951, *19)* sądzi, że otoczaki tych wapieni pochodzić mogą niekoniecznie z serii wierchowej, lecz także z reglowej.

Jak twierdzi W. Goetel (l. c.), W. Kuźniar, który przeprowadzał ówcześnie szczegółowe zdjęcia w grupie Czerwonych Wierchów, uważał „wapienie fukoidowe" za tzw. Zoophycus-Dogger.

---

* Liczby *kursywą* w nawiasach odsyłają do spisu literatury na końcu artykułu.

Cz. Kuźniar (1913, *14)* analizuje m. in. „ów wapień charakterystyczny, którego powierzchnie nadwietrzałe składają się z wałków splątanych ze sobą, mających niejakie podobieństwo do fukoidów" (l. c., str. 148).

Wapienie te wraz z innymi skałami zaliczył do środkowego triasu F. Rabowski (1921, *21)*, opierając się głównie na rozważaniach tektonicznych, popartych następnie znalezioną przez siebie fauną (1931, *23* i *24)*. W zaliczaniu serii „Liasjurakalk" Uhliga do środkowego triasu pewną rolę odegrała zapewne obecność wapieni, nadzwyczaj podobnych do znanych Rabowskiemu z autopsji „calcaires vermiculés" (= Würmlikalk) z Alp (1912, *9)*. O tym, że F. Rabowski zdawał sobie sprawę z tych analogii, świadczy fakt, że on pierwszy nazwał te wapienie „robaczkowymi".

W sprawozdaniu z badań wykonanych w 1932 r. w Tatrach pisze F. Rabowski *(25*, str. 26) o sytuacji w Kotle Mułowym:

„Pasma te (żółtawych na powierzchni wapieni dolomitycznych) przedzielone są wapieniami ciemnymi z zaznaczonymi na powierzchni płyt wałkami, nieraz rozwidlonymi, jakby struktur organicznych (glonów)".

E. Passendorfer (1938, *17)* w dyskusji na zebraniu Francuskiego Towarzystwa Geologicznego w Briançon podczas wycieczki w Alpy Francuskie zauważył, że trias w Tatrach wykazuje wielkie podobieństwo do strefy Briançonnais, m. in. dlatego, że są w nim wapienie robaczkowe (calcaires vermiculés). Tenże autor, pisząc w 1951 r. *(19)* o triasie wierchowym, zaznacza, że

„w górnych partiach (ciemnych wapieni) pojawiają się bardzo charakterystyczne wapienie zbudowane z powyginanych wałków, które szczególnie oryginalnie wyglądają na zwietrzałych powierzchniach" (l. c., str. 37).

O przypuszczalnej genezie tych utworów w książce „Jak powstały Tatry" *(20)* wypowiada pogląd, że

„w płytkim zapewne morzu powstały również wapienie zbudowane z nieregularnych poskręcanych wałków, jakby jakichś glonów morskich" (l. c., str. 52).

Z cytat tych wynika, że zarówno F. Rabowski jak i E. Passendorfer, obok innych badaczy, uważali za Uhligiem, że wałeczki widoczne na powierzchni środkowo-triasowych wapieni mają jakiś związek z glonami.

Wapienie robaczkowe są niezmiernie charakterystycznym elementem litologicznym środkowego triasu Alp. F. Blanchet (1934, *1)*, podając stratygrafię serii Briançonnais w Montagnes d'Escreins (Hautes-Alpes i Basses-Alpes), wydziela wapienie robaczkowe jako najniższy poziom litologiczny środkowego triasu. Warstwy te zbudowane są, według niego, z płytek wapieni ciemnych 2-5 cm grubości i „wykazują spłaszczone ślady robaczkowe na powierzchni" (des traces vermiculées aplaties), bardziej lub mniej zawiłe, o długości od 1-2 mm do 1-2 cm. Wałeczki te na powierzchni przykryte są żółtą powłoką dolomityczną (l. c., str. 48 i 49).

M. Gignoux i L. Moret (1938, 5) jako najniższą część środkowego triasu w strefie Briançonnais wydzielają wapienie robaczkowe. Zbudowane są one, według nich, z regularnych ławic wapieni szarych o grubości kilku centymetrów lub decymetrów, przedzielonych warstewkami łupków żółtych lub czarnych, częściowo różowych. Na ich powierzchni zaznacza się „coś w rodzaju bardzo charakterystycznych krzyżujących się śladów robaczkowych" (des sortes de pistes entrecroisées très caractéristiques (vermiculures), (l. c., str. 110).

Tak więc zarówno w Tatrach jak i w Alpach charakterystyczna struktura wapieni robaczkowych uważana była za strukturę związaną z glonami lub nieokreślonymi bliżej „śladami robaczkowymi". Szczegółowe badania tych wapieni nie były zresztą przeprowadzane.

WYKSZTAŁCENIE LITOLOGICZNE ŚRODKOWEGO TRIASU SERII WIERCHOWEJ

Sądząc z fragmentarycznych danych badaczy, którzy opisywali wapienie robaczkowe, zasadniczą ich cechą jest obecność na powierzchni ciemnych wapiennych wałeczków, otulonych ilastą, żółtą po zwietrzeniu substancją. Wałeczki te czyli „robaczki" miały być w skale najrozmaiciej ułożone. Dowodem ich związku z organizmami miał być fakt, że czasami „robaczki" się rozgałęziają. Nie zauważono jednak na ich powierzchni śladów jakichkolwiek struktur organicznych.

Podczas badań nad wierchowym środkowym triasem, rozpoczętych w roku 1953, natknąłem się na fakty, pozwalające inaczej interpretować genezę tych tajemniczych form.

Genezy wapieni robaczkowych nie można rozpatrywać w oderwaniu od powstawania całego zespołu skał środkowego triasu. Badając je winniśmy przede wszystkim pamiętać o zasadniczych rysach sedymentacji osadów środkowego triasu. Przy sporządzaniu szczegółowych profilów litologicznych serii wierchowych rzucił mi się w oczy fakt następujący: węglanowe skały środkowego triasu są bardzo wyraźnie warstwowane. Warstwowanie to polega przede wszystkim na naprzemianległym ułożeniu róznego rodzaju wapieni, wapieni dolomitycznych i dolomitów. W poszczególnych warstwach stwierdzić można jeszcze drobniejsze warstwowanie, w jego zaś obrębie — obecność drobniutkich warstewek (laminy, według terminologii używanej przez M. Książkiewicza w ślad za autorami anglosaskimi). Warstewkowane mogą być zarówno wapienie jak i dolomity. Dotyczy to oczywiście nie wszystkich typów wapieni i dolomitów; większość jednak tych skał wykazuje bardzo wyraźną laminację.

Prócz tych zasadniczych typów skał bardzo pospolite są również *brekcje osadowego pochodzenia* (brekcje subakwalne: klifowe, śródwarstwowe i spływowe). Brekcje te występują przeważnie w związku z war-

stwami dolomitów. Są to w większości przypadków brekcje dolomitow (złożone z okruchów dolomitów) i dolomityczne (o spoiwie dolomityc nym). Zdarzają się oczywiście w brekcjach tych również okruchy wa pieni.

Wśród brekcji osadowych nie spotyka się w zasadzie brekcji o lepis czu wapnistym — lepiszcze jest zawsze dolomityczne. Jeśli jednak jaka brekcja ma spoiwo wapniste (kalcytowe), to jest to zazwyczaj brekcja tek toniczna o charakterze regionalnym (Kotański, *12)*.

O ile brekcjowatość cechuje głównie dolomity, to zjawisko „robacz kowatości" związane jest wyłącznie z wapieniami. Znane są wapienie ro baczkowe, nieznane są natomiast dolomity robaczkowe.

W żółto wietrzejących dolomitach środkowego triasu występował niekiedy na dość znaczną skalę zjawiska spływowe. Świadczą o tym zaob serwowane zaburzenia pewnych pakietów warstewek, gdy jednocześni inne, wyżej i niżej położone pakiety zaburzeń tych nie wykazują. Są t więc typowe spływy podmorskie. Jeśli spływaniu uległ materiał doś znacznie już stwardniały, to powstawały wtedy charakterystyczne brek cje spływowe, złożone z okruchów porozrywanych warstewek (Kotańsk *12)*. Te i inne fakty świadczą o tym, że osady serii wierchowej środkowe go triasu powstawały w bardzo niespokojnych warunkach sedymentacj

ZWIĄZEK WAPIENI ROBACZKOWYCH Z WARSTEWKOWANIEM I DEFORMACJAMI SPŁYWOWYMI

Wapienie są przeważnie dobrze warstewkowane. Warstewkowani to polegać może na naprzemianległym ułożeniu warstewek ciemniejszych i jaśniejszych. Jak wynika z analizy szlifów mikroskopowych, warstewk ciemne są zwykle bardziej drobnoziarniste niż jasne. Inny rodzaj warstewkowania polega na tym, że warstewki wapieni ciemnych przekładane sa cieniutką błonką żółtawego marglu. Margiel ten w niektórych przypadkach jest dolomityczny. Mogą to być również warstewki ilaste, bez domieszki węglanu wapnia.

Warstewkowanie skał środkowo-triasowych jest niezmiernie zróżnicowane. Wszystkich jego odmian nie sposób tutaj opisywać. Jedną z nich jest warstewkowanie „szwowe", o którym piszę poniżej.

Warstewkowanie może być poziome, równoległe (pl. I, fig. 1 i 2) Miejscami jednak widać wyraźnie zaburzenia poziomego warstewkowania zaburzenia o typie spływowym. Jeśli tego rodzaju deformacje spływowe bada się na przekrojach poprzecznych do warstewkowania, to obecność ich i związek z poziomym warstewkowaniem jest niezaprzeczalny. Jeśli jednak wapień taki ogląda się w jakimś dowolnym przekroju, równoległym lub ukośnym do pierwotnego warstewkowania, to widać wtedy na powierzchni skały charakterystyczne wydłużone wałeczki, wzgórki i zgrubie-

nia, czyli właśnie „robaczki" (pl. II, fig. 1). Z obserwacji wynika, że „robaczki" związane są zawsze z warstewkowaniem. W masywnych, niewarstewkowanych wapieniach „robaczków" nie ma. Z chwilą jednak, gdy pojawia się warstewkowanie, a wraz z nim jego spływowe zaburzenia, pojawiają się i „robaczki". Wapienie o warstewkowaniu idealnie poziomym są bardzo rzadkie. Zwykle warstewki są niezaburzone tylko na przestrzeni kilku centymetrów. Powyżej zaczynają się już zaburzenia spływowe, a wraz z nimi i „robaczki".

Nierozpoznanie dotychczas sedymentacyjnego i spływowego charakteru większości struktur robaczkowych w wapieniach tłumaczy się niewątpliwie tym, że obserwowano zazwyczaj okazy wapieni robaczkowych w przekrojach względem warstewkowania nie zorientowanych, bez zwracania uwagi na jego ogólny charakter. W przekrojach takich intersekcyjny obraz mikrotektoniki spływowej jest nadzwyczaj zawiły, co utrudnia rozpoznanie jego właściwego charakteru. Co więcej — mniemanie, że są to struktury organiczne, wytwarzało dążność do badania przekrojów form szczególnie zawiłych, zdawałoby się najwyraźniejszych, lecz z sedymentacyjnego punktu widzenia wcale nie typowych. Tymczasem badanie wapieni robaczkowych na przekrojach poprzecznych do warstwowania pozwoliło na zauważenie związku „robaczków", o bardzo zawiłych nawet kształtach z warstewkowaniem.

Na przytoczonych fotografiach widać, że „robaczki" są ściśle związane z warstewkowaniem. Jasny obraz uzyskuje się jedynie na przekrojach poprzecznych. Na innych przekrojach związek ten się zaciera (pl. II, fig. 2; pl. III, fig. 1 i 2; pl. V, fig. 1; pl. VII, fig. 1).

Jak wytłumaczyć sobie fakt, że niektóre „robaczki" istotnie wydają się rozdwajać, co można by uważać za pewną, bardzo daleką zresztą analogię do rozwidleń roślin?

Obraz taki powstaje oczywiście wtedy, gdy osiowa część antyklinki w pewnym miejscu obniża się i przechodzi w synklinkę. Powierzchnia skały jest jednak płaska lub lekko zaokrąglona. Widać wtedy na niej pozorne rozdzielenie się „wałeczka" wapiennego, gdy w istocie pofałdowana warstewka wapienna schodzi tylko w dół, a w miejscu synklinki pojawia się margiel ze stropu. Te i inne bardziej jeszcze zawiłe formy mikrotektoniki spływowej powodują, że na powierzchni intersekcyjnej otrzymuje się obraz niezwykle zawiły — wałeczki, wzgórki, wypukłości i wklęsłości, elementy przeważnie wydłużone, nie mające pozornie żadnego związku z warstewkowaniem.

W opisanych dotychczas formach struktur wapieni robaczkowych można zawsze, jeśli się bada skałę w odpowiednim przekroju, prześledzić bezpośredni związek „wałeczków" z warstewkami. Jeżeli tak, to byłyby to zaburzenia spływowe typu plastycznego. Spływy te nie doprowadziły

do porozrywania warstewek i utraty łączności między nimi. Byłby to wię normalny typ spływów, wielokrotnie obserwowany w innych warstwach

Jeżeli powstałe w wyniku spływów niezestalonego jeszcze osad i odpowiedniego przekroju intersekcyjnego „robaczki" traktować jako elementy strukturalne wapienia robaczkowego — co w istocie zachodzi — t należałoby ten typ „robaczków" nazwać „robaczkami plastycznymi". Wychodząc z założeń teoretycznych można przewidzieć, że w pewnych przypadkach spływom może ulec materiał uprzednio zestalony. Spływanie takiego materiału spowoduje oczywiście porozrywanie warstewek i utrat ciągłości między nimi. O możliwości takich spływów pisze M. Książkiewic (1951, *13*), opisuje zaś je J. Gołąb (1954, *7*). Skała powstała w wyniku takich spływów będzie oczywiście *brekcją spływową*. Brekcje dolomitow spływowe z serii wierchowej środkowego triasu opisałem już uprzednio (1955, *12*). Jeżeli spływanie obejmuje większe przestrzenie i ma przebieg bardziej gwałtowny, mogą powstać *brekcje osuwiskowe*, opisane prze H. Teisseyre'a z kulmu sudeckiego (1952, *27*).

Niektóre rodzaje wapieni robaczkowych są niewątpliwie jedną z odmian brekcji spływowych. Można często zauważyć, że wapienie robaczkowe złożone są z „robaczków", nie mających żadnego związku z jakąś warstewką i nie wykazujących jakiejkolwiek orientacji. Należy przypuszczać że mamy tu do czynienia ze spływem zestalonego uprzednio osadu wapiennego, który doprowadził do pokruszenia warstewek. Pojedyncze „robaczki" są w tym przypadku rzeczywiście wałeczkami lub płytkami, niezależnie od przekroju, w jakim je obserwujemy. Są to fragmenty wapienia, wyrwane ze swego otoczenia i pozbawione z nim związku (pl. IV, fig. 1 i pl. VI, fig. 1). Jeżeli z „robaczków" tych, które można nazwać „robaczkami kruchymi" (w odróżnieniu od „robaczków plastycznych"), skała zbudowana jest całkowicie, to wtedy jest ona oczywiście brekcją. Wydłużony kształt okruchów w takiej brekcji spowodowany jest tym, że zachowany jest w nich pierwotny kształt warstewek wapiennych, wydłużonych również w jednej płaszczyźnie. Płytkowy kształt okruchów brekcji spływowej spotykany jest również w dolomitowej brekcji spływowej. Kształt taki dowodzi, że okruchy te pochodzą z pokruszenia warstewek płytkowatych. Niektóre z „robaczków" mają jednak niewątpliwie kształt wałeczków, a w każdym razie elementów wydłużonych wzdłuż jednej tylko osi. Wałeczki takie trafiają się miejscami w brekcji robaczkowej, mogą się jednak znajdować i w wapieniu, który nie jest całkowicie zbudowany z „robaczków", ani nawet nie jest warstewkowany. Tkwią w masie wapienia i są bardzo podobne do fukoidów, co zauważył już Uhlig (1897, *28*). Takie wydłużone wałeczki mogą leżeć obok siebie i być różnie zorientowane. Mogą się nawet krzyżować (pl. VI, fig. 2). Wydłużony kształt tych wałeczków tłumaczy się tym, że pochodzą one, być może, z przefałdowania przy in-

tensywnym spływaniu. Byłyby to więc elementy mikrotektoniki spływowej, oderwane zupełnie od swej warstewki rodzimej. Wałeczki mogły być niesione przez prądy, tworzące się przy powstawaniu osuwisk podmorskich, i osadzane w odległych miejscach. Prof. E. Passendorfer w dyskusji ze mną wyraził pogląd, że wałeczki takie mogły powstać w wyniku toczenia fragmentów częściowo zestalonego osadu wapiennego po dnie.

Należy zauważyć, że typowe, jednostronnie wydłużone i wałeczkowate formy „robaczków" nie są wcale tak częste, jak by to wynikało z obserwacji odosobnionych fragmentów wapieni. Taka forma „robaczków" jest na ogół wynikiem intersekcji przefałdowanych dzięki spływom warstewek. Dość częste są również robaczkowe brekcje spływowe, które w intersekcji na zwietrzałej powierzchni mają wygląd „robaczków". Najrzadsze są „robaczki odosobnione".

Podział „robaczków" na plastyczne, kruche i odosobnione oparty jest na ich genezie. Zaznaczyć jednak należy, że różne formy wapieni robaczkowych mogą się różnić od siebie w bardzo zasadniczy sposób, zależnie od typu warstewkowania. Inne są „robaczki" w wapieniach pasiastych, inne w wapieniach o warstewkowaniu charakteryzującym się obecnością błonek marglistych, a jeszcze inne przy odmiennych typach warstewkowania.

UDZIAŁ WAPIENI ROBACZKOWYCH W RYTMICE SEDYMENTACYJNEJ

Skały środkowego triasu mają bardzo charakterystyczny rytm sedymentacyjny. Prócz zasadniczej cechy rytmiki, jaką jest naprzemianległość wapieni i dolomitów, można zauważyć drobne zmiany, zachodzące np. w obrębie warstw wapiennych. Jest rzeczą ciekawą, że w tym rytmie uczestniczą również wapienie robaczkowe.

Rytmika sedymentacji może polegać na zmianach składu jakościowego wapieni lub na zmianach struktury. Przykład rytmiki polegającej na zmianach składu jakościowego wapieni uwidoczniony jest na pl. VIII, fig. 1. W spągu warstwy leżą tu wapienie krynoidowe, złożone z porozdzielanych przeważnie członów łodyżek liliowców. Ku górze wapień krynoidowy przechodzi stopniowo w wapień ciemny, zbity, drobnokrystaliczny, w ten sposób, że w dole są jeszcze całkowite człony liliowców, a wyżej są one już drobniejsze, pokruszone. Prócz nich są również widoczne w szlifie otwornice, ułożone równolegle do warstewek. Im wyżej, tym ilość fragmentów liliowców jest mniejsza, a zwiększa się ilość zbitej, drobnokrystalicznej substancji wapiennej. Wapień zbity, związany stopniowymi przejściami z wapieniem krynoidowym w spągu, jest idealnie poziomo warstewkowany. Z wapieniem warstewkowanym, który w wyższej części przeniknięty jest siecią żyłek kalcytowych i jest częściowo robaczkowy, bardzo ostrą lecz niezupełnie równą powierzchnią graniczy

znów wapień krynoidowy, przechodzący ku górze stopniowo w wapień zbity o poziomym warstewkowaniu.

W wielu przypadkach można zauważyć, że na wapieniu o poziomym niezaburzonym warstewkowaniu leży wapień robaczkowy o warstewkowaniu zaburzonym spływowo. Na pl. VIII, fig. 1 wapienia robaczkowego nie ma, wapień zaś krynoidowy leży wprost na wapieniu o niezaburzonym warstewkowaniu. Na pl. IX, fig. 1 widoczny jest wapień krynoidowy, leżący na wapieniu robaczkowym, na pl. VIII, fig. 2 zaś — wapień krynoidowy na wapieniu drobnokrystalicznym.

Z opisów tych wynika jasno, że wapienie robaczkowe wplecione są bardzo ściśle w rytmikę sedymentacyjną środkowego triasu. Ich położenie w profilu sedymentacyjnym i stosunek do skał stropowych i spągowych jest dokładnie określony. Jest to jeszcze jeden dowód przemawiający za sedymentacyjnym pochodzeniem struktur robaczkowych. Wydaje mi się, że może być jedna tylko interpretacja opisanej rytmiki. Oczywiste jest, że uwarstwienie to w dolnej części, gdzie są jeszcze krynoidy, jest uwarstwieniem frakcjonalnym. Świadczy o tym zmniejszanie się wielkości ziaren kalcytu pochodzenia krynoidowego ku górze i ostre granice warstwy o drobnym ziarnie (posuwając się od dołu) z warstwą o grubym ziarnie, która powstała już raczej w wyniku sedymentacji normalnej.

Przyczyną tego typu uwarstwienia mogły być prądy zawiesinowe. Wiadomo, że powstawanie prądów zawiesinowych związane jest najczęściej z osuwiskami podmorskimi lub ze wzburzeniami osadów dna morskiego w czasie wielkich burz. Przykłady zsuwów podmorskich, prowadzących niekiedy do powstawania brekcji spływowych, oraz brekcje śródwarstwowe (międzywarstwowe), które wywołane być mogą falami burzowymi, opisałem już uprzednio (1955, *12*). Byłoby raczej dziwne, gdyby w środkowym triasie nie można było znaleźć osadów związanych z prądami zawiesinowymi, powstającymi zazwyczaj przy tego rodzaju zaburzeniach. Przy tym stanie rzeczy objaśnienie warstwowania frakcjonalnego prądami zawiesinowymi wydaje się najbardziej logiczne.

Prądy zawiesinowe są to prądy o dużej gęstości. Opisywane są przykłady unoszenia przez takie prądy ułamków iłów, łupków i innych miękkich obiektów, które przy normalnym transporcie powinny ulec rozkruszeniu. Na pl. IX, fig. 1 widać, że w najniższej części warstwy wapienia krynoidowego, leżącego na wapieniu robaczkowym, prócz członków łodyżek liliowców znaleźć można również kruche, odosobnione ,,robaczki". Wapień krynoidowy zbudowany jest z oddzielnych i bardzo ściśle do siebie przylegających członów łodyżek. Drobnej substancji wapiennej pochodzenia niekrynoidowego jest w nim bardzo niewiele, częste są jednak wydłużone fragmenty zbitego, ciemnego wapienia, zupełnie podobnego

do spągowego wapienia robaczkowego. Fragmenty te dają się łatwo oddzielać z masy wapienia krynoidowego. Należy więc je uznać za elementy pochodzenia klastycznego, za okruchy, nie zaś za skupienia ciemnej, drobnokrystalicznej substancji wapiennej. Obecność tych fragmentów w spągowej warstewce pakietu frakcjonowanego może być objaśniona w ten sposób, że przyniesione one zostały wraz z klastycznym materiałem krynoidowym w gęstej masie prądu zawiesinowego.

Należy jeszcze wyjaśnić, dlaczego wapienie robaczkowe pojawiają się zawsze w górnej części warstwy frakcjonowanej. Na pytanie to trudno byłoby odpowiedzieć wtedy, gdyby się szukało innego niż sedymentacyjne objaśnienia genezy „robaczków". Jeżeli natomiast wiemy, że „robaczki" związane są przeważnie z zaburzeniami typu spływowego, to pytanie to sprowadza się do zagadnienia, dlaczego spływy rozwinęły się właśnie w górnej części pakietu warstewek uwarstwionych frakcjonalnie.

Spływy te wywołane zostały najprawdopodobniej tym, że gromadzący się stopniowo osad sięgnął wreszcie do najniższego zasięgu podstawy falowania, co spowodowało, że równowaga osadu została zakłócona i nastąpiły spływy. W niedługim czasie po okresie spływów następowało osadzenie się nowego pakietu osadów, przyniesionych przez prądy zawiesinowe. Czasami okres normalnej sedymentacji, między okresem spływów i osadzeniem się osadów frakcjonowanych, trwał dłużej. W tym przypadku obserwować można, że na wapieniach robaczkowych (czyli na osadzie warstewkowanym uległym spływaniu) leżą wapienie zbite, bardzo drobnokrystaliczne, osadzone w warunkach normalnej sedymentacji, a dopiero na nich — warstwy frakcjonowane.

W górnej części środkowego triasu serii Giewontu pojawiają się w wapieniach warstewki czerwonawej, marglistej substancji. Jest ona uważana przez Cz. Kuźniara (1913, *14*), F. Rabowskiego (1933, *25*) i E. Passendorfera (1951, *19*) za terra rossa, znoszoną z pobliskiego lądu i zapowiadającą wynurzenie. Według Cz. Kuźniara (l. c.) przewarstwienia te zawierają kwarc i mikę pochodzenia terygenicznego. W wapieniach tych stwierdzono również obecność struktur robaczkowych (Kalacka Turnia) — zaburzeń typu spływowego (Kotański 1954, *11*).

Opisana powyżej cykliczność sedymentacji polegała na rytmicznych zmianach jakościowego składu warstw warstewkowanych frakcjonalnie, połączonych z rytmicznymi zmianami struktury (tekstury) tych osadów (warstewkowanie poziome oraz struktury spływowe).

Rytmika sedymentacji polegać może również na naprzemianległym ułożeniu wapieni o warstewkowaniu poziomym z wapieniami robaczkowymi. W tym przypadku istotą tej rytmiki nie są zmiany jakościowe, lecz strukturalne. Przykłady tego rodzaju rytmiki widoczne są na kilku foto-

grafiach (pl. III, fig. 1 i 2; pl. IV, fig. 2; pl. V, fig. 1; pl. IX, fig. 2). Zauwa żyć można przy tym następującą prawidłowość: wapień warstewkowan poziomo leży zazwyczaj ostrą granicą na wapieniu robaczkowym (pl. IV fig. 2). Ku górze warstewki są coraz bardziej zaburzone i skała staje si typowym wapieniem robaczkowym (pl. IX, fig. 2). Na wyrównanej po wierzchni wapienia robaczkowego leży znów wyraźnie odcinający się wa pień warstewkowany poziomo. Takie następstwo warstw może powtarza się wiele razy. Jest ono tak dalece charakterystyczne, że może służyć jak wskaźnik normalnego lub odwróconego położenia warstw w równym stopniu, jak położenie hieroglifów, porządek warstwowania frakcjonalne go i inne zjawiska sedymentacyjne. Wskaźnik ten stosowałem przy usta laniu położenia warstw w profilu Kominów Tylkowych, gdzie pod szczy tem warstwy z położenia normalnego przechodzą w położenie odwrócon W tym ostatnim przypadku opisane następstwo jest zawsze odwrócone — wapienie robaczkowe leżą ostro się odcinając na wapieniach warstewko wanych poziomo i przechodzą stopniowo ku górze w te wapienie (prof fig. 1). Prawidłowość ta nie zawsze jest widoczna. W wielu przypadkac

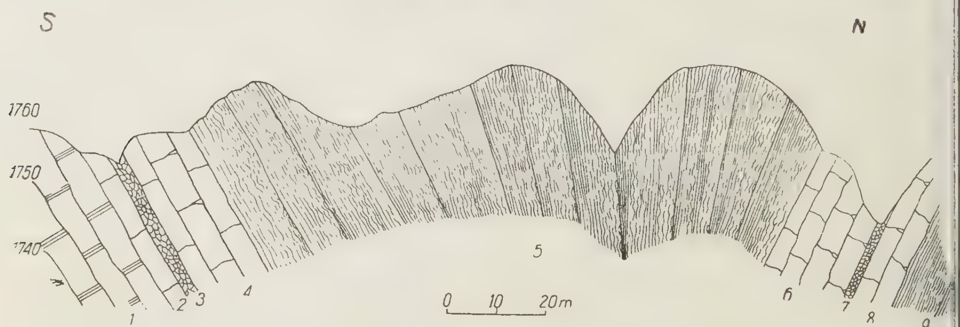


Fig. 1

Przechodzenie wapieni robaczkowych pod szczytem Kominów Tylkowych z położe nia normalnego w odwrócone. Stosunek wapieni robaczkowych do warstewkowan służy jako wskaźnik normalnego lub odwróconego położenia warstw. Kolejnoś warstw:
1 dolomity cukrowate, *2* wapienie szare drobnokrystaliczne, *3* brekcja uskokowa do lomitowa, *4* wapienie szare drobnokrystaliczne, *5* wapienie ciemne, warstewkowan robaczkowe, *6* wapienie szare drobnokrystaliczne, *7* brekcja uskokowa dolomitowa *8* wapienie szare drobnokrystaliczne, *9* wapienie robaczkowe

wapienie warstewkowane poziomo następują bezpośrednio po wapieniac robaczkowych. Przykłady takiej zmienności widoczne są na pl. IV, fig. i pl. V, fig. 1.

Rytmika polegająca na zmianach jakościowych samych warstewe może ujawnić się nie tylko w serii czysto wapiennej, gdzie wapienie kry noidowe (pochodzenia okruchowego) przewarstawiają się z wapieniami zbi

tymi (pochodzenia chemicznego). Może ona polegać również na naprzemianległości wapieni i dolomitów lub wapieni dolomitycznych.

W skałach nad Przełęczą Iwaniacką w masywie Kominów Tylkowych można ustalić (por. fig. 2) następujący profil idąc od spągu:

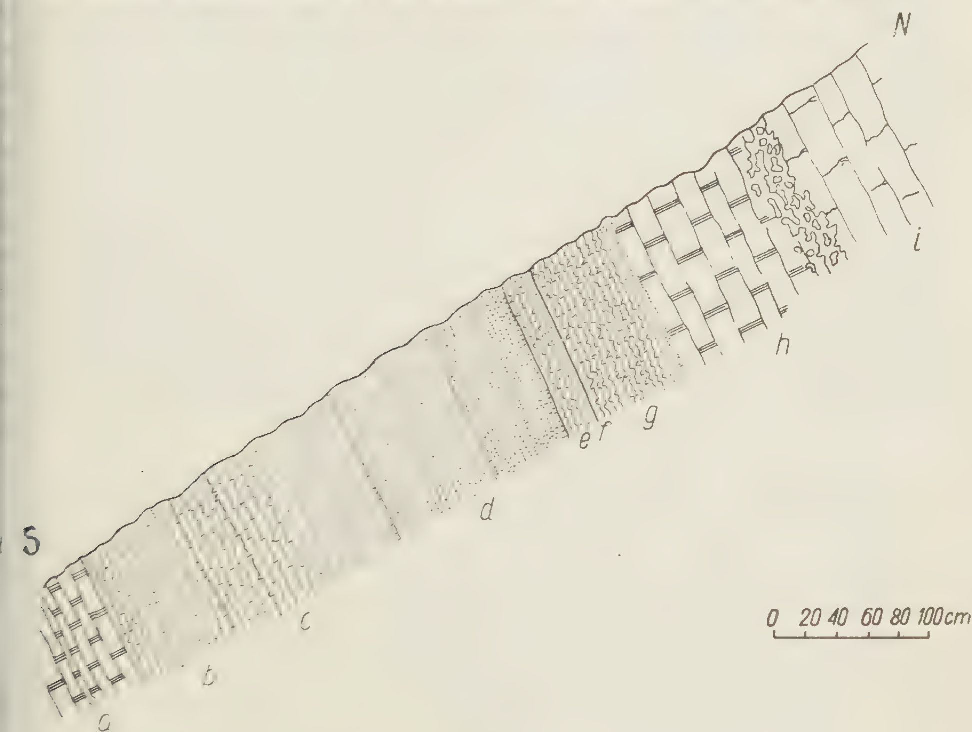


Fig. 2
Zbocze Kominów Tylkowych nad Przełęczą Iwaniacką na wysokości ok. 1540 m. Wapienie robaczkowe biorą udział w rytmice sedymentacyjnej (objaśnienia w tekście)

a) dolomit żółto wietrzejący — ca. 40 cm

Wyraźnie odcinając się leży na nim

b) wapień ciemny z warstewkowaniem szwowym, podobnym do struktur stylolitowych, słabo „robaczkowy" — ca. 20 cm

Przechodzi on stopniowo ku górze w wapień dolomityczny. Na zwietrzałej powierzchni widoczne są liczne ziarna dolomitu. Ułożone są one równolegle i poziomo powodując powstanie tzw. ziarenkowego warstewkowania tych wapieni — ca. 50 cm

c) wapień robaczkowy z warstewkowaniem szwowym — ca. 50 cm

d) wapień dolomityczny z ziarenkami dolomitu gęściej lub rzadziej ułożonymi, tworzącymi warstewkowanie — ca. 2 m

e) wapień z warstewkowaniem szwowym — ca. 15 cm

f) wapień dolomityczny z warstewkowaniem ziarenkowym — ca. 10 c
g) wapień robaczkowy z warstewkowaniem szwowym — ca. 70 c
Przechodzi on stopniowo w
h) dolomit zbity, żółto wietrzejący, o uwarstwieniu płytkowatym. W górnej części dolomit ten zawiera tego rodzaju ciemne „robaczki" wapienne, że robi to wrażenie hard ground'u (pl. X, fig. 1 i 2). Nad hard ground'em tkwią ciemne wapienne „robaczki" w żółtej masie dolomitycznej co-
i) ciemny, zbity wapień.
raz gęściej, aż wreszcie cała skała przechodzi w

Podobna rytmika bywa obserwowana w innych profilach z tym, ż nie zawsze tak wyraźnie zaznacza się przechodzenie wapienia w wapie dolomityczny, podkreślone na zwietrzałej powierzchni skały przez ułoże nie ziarenek dolomitu (warstewkowanie ziarenkowe). Miejscami brak rów nież struktur podobnych do hard ground'u, zawsze jednak granica dolo mit-wapień jest ostra, a wapień-dolomit — nieuchwytna. Są również cy kle, w których nie dochodzi do powstania dolomitu.

Wyczerpującej interpretacji opisywanego profilu podawać na razi nie będę. Wiąże się ona bowiem z zagadnieniem genezy dolomitów środ kowo-triasowych, co nie mieści się już w ramach niniejszego opracowani W każdym razie widoczne jest, że ‚robaczki" i w tym przypadku związa ne są z zaburzeniami warstewkowania (szwowego) oraz wplecione są bar dzo ściśle również w zasadniczy rytm sedymentacyjny serii skalnych środ kowego triasu, jakim jest naprzemianległość wapieni i dolomitów. Wi doczne jest, że w pewnych przypadkach „robaczki" są wyraźnie związa ne z procesami, doprowadzającymi do powstania struktur podobnych d hard ground'u.

Prócz przewarstwień wapienia i dolomitu w warstwach kilkunasto do kilkudziesięciocentymetrowych można też wyróżnić przewarstwieni o grubości rzędu centymetrów, złożone z naprzemianległych warstewe dolomitów i wapieni. Na pl. V, fig. 2 widzimy skały o tym właśnie typi uwarstwienia. Dolomit należy do typu dolomitów zbitych, żółto wietrze jących. Wapień jest ciemny, zbity. Na pl. XI, fig. 1 widać, że warstewk wapienne miejscami nie są ciągłe i tworzą ciemne plamy na żółtawym tl dolomitu. Plamy te zawsze jednak ułożone są równolegle do uwarstwienia Mają one miejscami układ tak nieregularny, że mogą być uważane równie za „robaczki". Jeśli tak, to byłaby to ciekawa odmiana skał robaczkowych złożona z „robaczków" wapiennych, tkwiących w zasadniczym tle dolomitycznym.

Geneza tego rodzaju „robaczków" może być niekiedy wyjaśnion spływaniem niezestalonego jeszcze osadu, złożonego z przewarstwień substancji wapiennej i dolomitowej. Zapewne jednak nie zawsze tego rodzaju

struktury tworzyły się w wyniku procesów sedymentacyjnych. Pewne formy mogły powstawać nieco później, przy diagenezie osadu. Można bowiem zauważyć, że fragment wapienny, który jest w jednym miejscu ostro odgraniczony od dolomitu, w innym miejscu przechodzi w ten dolomit stopniowo (pl. XI, fig. 1). Być może, że procesy diagenezy, zachodzące po sedymentacyjnym powstaniu struktur robaczkowych, zatarły częściowo ich pierwotny charakter. Możliwe jest jednak również, że pewne formy podobne do „robaczków" mogły powstać w wyniku procesów diagenetycznych podobnych do tych, które uważane są za przyczynę powstawania wapieni zrostkowych z dewonu Gór Świętokrzyskich i wapienia muszlowego z Górnego Śląska.

Ponieważ istnieją liczne dowody (powstawanie brekcji spływowych, śródwarstwowych i klifowych, istnienie twardego dna, klastyczne pochodzenie niektórych skał węglanowych), że diageneza osadów środkowego triasu następowała bezpośrednio po ich osadzeniu się, można łączyć niektóre procesy diagenetyczne z procesami sedymentacyjnymi, przynajmniej pod względem czasowym.

OSOBLIWE SKAŁY Z KALACKIEJ TURNI, ORGANÓW I KOMINÓW DUDOWYCH

Bardzo zagadkowo wyglądają skały znalezione w profilach Kalackiej Turni (nad Halą Kalatówki), Organów (wschodnie zbocze Doliny Kościeliskiej) i Kominów Dudowych (na zachód od Kominów Tylkowych); wyszlifowane powierzchnie tych skał widoczne są na pl. XII, fig. 1 i 2. Na zwietrzałej powierzchni skały na żółtawym tle widoczne są ciemnoniebieskawe wypukłe plamki. Na świeżym przełamie widoczne są dokładnie ich zarysy. Mają one granice dość ostre i są przeważnie wydłużone. Mimo braku wyraźnej ich orientacji można jednak dostrzec, że dłuższe osie tych fragmentów są przeważnie zorientowane jednokierunkowo, co jest już zaczątkiem warstwowania. Fragmenty te nie są ostrokanciaste — są one przeważnie zaokrąglone, choć zachowują kształt wydłużony. Mogą one stanowić więcej niż połowę objętości skały (pl. XII, fig. 1) i wtedy często stykają się ze sobą. Mogą one jednak być dość rzadko rozsiane w masie żółtawej substancji (pl. XII, fig. 2). Można znaleźć również skały, składające się wyłącznie z żółtej substancji, z rzadkimi bardzo fragmentami ciemnymi. Fragmentów tych nie można nazwać ani otoczakami, ani okruchami. Mają one specyficzny „kluskowaty" kształt, podobnie zresztą jak typowe „robaczki". Żółta substancja z 10% kwasem solnym i z kwasem octowym reaguje znacznie słabiej, niż substancja ciemna. Analiza szlifów mikroskopowych i reakcje mikrochemiczne (azotan srebra i dwuchromian potasu — L. Cayeux 1935, *2)* wskazują, że żółta substancja ma większe kryształy niż ciemna, która składa się z drobnokrystalicznego

kalcytu. Znaczna część ziarn żółtej substancji nie barwi się dwuchromia nem potasu, składa się więc z kryształów dolomitu; jest w niej jedna również znaczny procent barwiących się ziarenek kalcytu. Charaktery styczne żółtawe zabarwienie spowodowane jest, według opinii prof. H Smulikowskiego, obecnością drobno rozsianych związków żelaza. W szlif mikroskopowym okazuje się, że granice ciemnych fragmentów nie są ta ostre, jak to się wydaje przy badaniu makroskopowym. Zawsze jedna między dwoma graniczącymi ze sobą fragmentami znajduje się błonk grubokrystalicznej, żółtej substancji, co jest dobrze widoczne na naszl fowanej powierzchni. Okazuje się przy tym, że, prócz opisanych fragmen tów, w spoiwie są również warstwowo ułożone pasma ciemnej substanc wapiennej (pl. XII, fig. 1 i 2).



Fig. 3

Rysunek wycinka skały, przedstawionej na pl. XII, fig. 1. Ciemne fragmenty wa pienne gęsto tkwią w żółtawym dolomitycznym tle. Widoczne jest dopasowan się fragmentów do siebie. Jeden z okruchów jest pęknięty (strzałka). Nie jest to jedna pęknięcie późniejsze. Okruch pękł podczas sedymentacji. Dokładniejsze omówien w tekście

ca ×

Na podstawie analizy tych cech prof. prof. E. Passendorfer, M. Tur nau-Morawska, K. Smulikowski i J. Gołąb, którzy uprzejmie dyskutowa ze mną na temat genezy tej skały, byli skłonni przypuszczać, że jest on pochodzenia sedymentacyjnego, klastycznego, podobnie jak opisane wyże „robaczki kruche" („brekcje robaczkowe"). Prof. M. Turnau-Morawsk wyraziła również pogląd, że nie jest wyłączone, iż tak charakterystyczn struktura mogła być wywołana procesami diagenetycznymi (dolomityza cją). Byłaby to więc w tym przypadku struktura reliktowa.

Charakterystyczne przerastanie się substancji ciemnej i żółtej był również podstawą do przypuszczeń, że ciemne fragmenty składają si

z jednakowo zorientowanych kryształów kalcytu, podobnie jak to jest z kwarcem w eutektycznej strukturze granitu napisowego. Obserwacje mikroskopowe wykazały jednak, że ciemne fragmenty składają się z różnie zorientowanych optycznie drobniutkich kryształków kalcytu.

Jednym jeszcze dowodem na poparcie tezy o klastycznej genezie skały może być fakt, że zajmuje ona w profilu Kalackiej Turni określone położenie stratygraficzne. Skała ta znajduje się ponad grubą warstwą wapieni robaczkowych z przewarstwieniami czerwonej marglistej substancji pochodzenia lądowego, a pod grubą warstwą krystalicznych, dobrze uławiconych dolomitów żółto wietrzejących, pochodzenia pierwotnego. Klastyczne pochodzenie tej warstwy zlepieńca lub brekcji śródwarstwowej, związanej spoiwem z wyżej leżącymi dolomitami, byłoby więc bardzo prawdopodobne.

Ciekawe światło na warunki sedymentacji rzucają również następujące fakty. Fragmenty wapienne wykazują miejscami ślady przewarstwień żółtej substancji o dość zawiłych zarysach (warstewkowanie szwowe), które mogą być interpretowane jedynie jako przewarstwienia pierwotne, istniejące jeszcze przed pokruszeniem skały i powstaniem fragmentów. Dopasowywanie się fragmentów do siebie zdawałoby się świadczyć o ich pewnej plastyczności podczas osadzania się (nie są to więc wciski). Z drugiej znów strony fakt, że jeden z okruchów jest pęknięty, między zaś pękniętymi częściami znajduje się żółte spoiwo, zdaje się wskazywać na to, że okruch ten pękł w czasie sedymentacji, lecz nie był następnie przesuwany. Jeśli tak, to jest możliwe, że okruchy wapienne były już wtedy stwardniałe.

Jeżeli przypuścimy, że pochodzenie opisywanej skały jest klastyczne, to wypadnie nam wtedy wytłumaczyć fakt, że poszczególne okruchy (otoczaki) w niektórych tylko punktach stykają się ze sobą bezpośrednio, przeważnie zaś oddzielone są żółtym, krystalicznym spoiwem. Fakt ten da się wyjaśnić w ten sposób, że w czasie sedymentacji prócz okruchów wapiennych osadzała się również drobna substancja wapienno-dolomitowa, która później uległa rekrystalizacji, a być może i dolomityzacji (w wyniku reakcji z wodą morską, zawierającą sole magnezowe). Prof. K. Smulikowski wyraził w dyskusji pogląd, że sedymentować mogły wprost kryształki dolomitu tworząc luźny, bardzo podatny do spływania osad.

Nie zawsze różnice między dolomitycznym tłem a wapiennymi fragmentami są tak duże, jak w opisywanym przypadku. Można znaleźć okazy, w których tło jest trochę jaśniejsze i zaledwie nieco bardziej dolomityczne, niż ciemne fragmenty wapienne. Skały takie tworzą ogniwo wiążące pomiędzy tymi zagadkowymi skałami a typowymi wapieniami robaczkowymi.

FAUNA W WAPIENIACH ROBACZKOWYCH

Interesujący jest związek wapieni robaczkowych i samych „robac ków" z fauną. W wapieniach robaczkowych makrofauny nie ma. Występu ona natomiast w szarych wapieniach drobnokrystalicznych. Widoczn intensywne zjawiska spływowe i charakter sedymentacji (stosunkow częste uwarstwienie frakcjonalne) oraz dość znaczne nieraz przemiar diagenetyczne (rekrystalizacja) nie sprzyjały rozwojowi i zachowaniu s fauny. Nie sprzyjało rozwojowi fauny również i to, że wapienie robaczk we związane są często w rytmie sedymentacyjnym z dolomitami, w kt rych również fauny przeważnie nie bywa. Dość częste są natomiast w „r baczkach" odosobnione fragmenty łodyżek liliowców, pochodzących z in nych miejsc. Fakt ten uważam za jeszcze jeden dowód sedymentacyjneg pochodzenia przeważającej większości struktur robaczkowych.

Pewne struktury „robaczkowe" mają jednak bezpośredni związe z makrofauną. Na pl. XI, fig. 2 widoczna jest powierzchnia ciemnego, zb tego wapienia, powleczonego warstewką żółtego marglu dolomityczneg Spod tego marglu wystają wypukłości, które przy pobieżnym przejrzeni wydają się być „robaczkami", w istocie jednak są to ośródki ślimaków. Ic stan zachowania świadczy o tym, że po osadzeniu się skorupek ślimakó na powierzchni osadu wapiennego oraz po ich wypełnieniu przez osad wa pienny i diagenezie nastąpiła przerwa w sedymentacji, w czasie które skorupki zostały rozpuszczone, ośródki zaś wypreparowane z podłoża. N powstałym w ten sposób twardym dnie osadził się margiel dolomityczn dostosowując się do nierówności podłoża. Dopiero na ułamku skalnyn w wyniku usunięcia marglu z wypukłych ośródek, powstały struktur które by mogły być uważane za robaczkowe.

POZYCJA STRATYGRAFICZNA WAPIENI ROBACZKOWYCH

Wapienie robaczkowe w serii Giewontu i Czerwonych Wierchó grupują się w wyższej części skał środkowego triasu. W niższych częściac środkowego triasu spotykane są one, chociaż rzadko, jedynie w jednostc Kominów Tylkowych. W serii reglowej Tatr występują one sporadyczni (W. Goetel 1917, *6)* i ich położenie stratygraficzne nie jest rozpoznane.

W Alpach, w serii Briançonnais, są one charakterystyczne dla dolne części środkowego triasu (F. Blanchet 1934, *1*, i M. Gignoux & L. More 1938, *5)*. Są one również znane z Prealp Środkowych (M. Gignoux 1952, 4 A. Jeannet & F. Rabowski 1912, *9*, i A. Heim 1902, *8*).

Struktury podobne do struktur robaczkowych z Tatr i z Alp znan są również z wapienia muszlowego Górnego Śląska, z Krakowskiego ora z Niemiec. Przypisuje się im pochodzenie organiczne (St. Siedleck 1952, *26)*.

M. Gignoux w dyskusji na zebraniu Francuskiego Towarzystwa Geologicznego w Briançon (1938, *3)* stwierdził, że obecność tak charakterystycznych wapieni robaczkowych w triasie Tatr, Alp, Prowancji i Hiszpanii wskazuje, że w tych tak odległych od siebie miejscach musiały panować w tym czasie analogiczne warunki paleogeograficzne. Jest to jeszcze jeden przykład utrzymywania się bardzo podobnych facji wzdłuż jednej geosynkliny na bardzo dużych przestrzeniach.

Profesorowi E. Passendorferowi, który ze mną obszernie omawiał całe zagadnienie wapieni robaczkowych, oraz Profesorom: M. Turnau-Morawskiej, K. Smulikowskiemu i J. Gołąbowi za uprzejme przedyskutowanie ze mną wielu kwestii składam na tym miejscu serdeczne podziękowanie.

Zakład Geologii Dynamicznej
Uniwersytetu Warszawskiego
Warszawa, w lutym 1955 r.

LITERATURA CYTOWANA

1. BLANCHET F. Étude géologique des Montagnes d'Escreins (Hautes-Alpes et Basses-Alpes). Grenoble 1934.
2. CAYEUX L. Les roches sédimentaires de France. Roches carbonatées. 1935.
3. GIGNOUX M. (Uwaga w dyskusji na zebraniu Francuskiego Towarzystwa Geologicznego w dniu 15 września 1939 r. w Briançon). — C.-R. Soc. Géol. France, t. 8, No. 5, p. 272. 1938.
4. — Géologie stratigraphique. Paris 1952.
5 GIGNOUX M. & MORET L. Description géologique du Bassin Supérieur de la Durance. 1938.
6. GOETEL W. Odkrycie płatu górno-tatrzańskiego w serii reglowej Tatr. — Rozpr. Wydz. Mat.-Przyr. Akad. Um., t. 56. 1917.
7. GOŁĄB J. Rockslides and flows and their meaning for the geotectonics of the Flysch of Podhale. — Bull. Soc. Sci. Lettr. Łódź, t. 5, No. 1. 1954.
8. HEIM Al. Geologie der Schweiz. Leipzig 1902.
9. JEANNET A. & RABOWSKI F. Le Trias du bord radical de Préalpes médianes entre le Rhône et l'Aar. — Ecl. Geol. Helv., t. XI, No. 6. 1912.
10. KOTAŃSKI Z. J. Profile geologiczne przez Giewont (w maszynopisie). 1953.
11 — Profile stratygraficzne serii wierchowej; Cz. I (w maszynopisie). 1954.
12. — Próba genetycznej klasyfikacji brekcji na tle badań wierchowego triasu Tatr. — Roczn. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. 24, Nr 1, 1955.
13. KSIĄŻKIEWICZ M. Uwarstwienie spływowe we fliszu karpackim (Slip-bedding in the Carpathian Flysch). — Ibid., t. 19, Nr 4. 1951.
14. KUŹNIAR Cz. Skały osadowe tatrzańskie. — Rozpr. Wydz. Mat.-Przyr. Akad. Um., t. 13, z. 3. Kraków 1913.
15. KUŹNIAR W. Versuch einer Tektonik des Flysches nördlich von der Tatra. — Bull. Acad. Sci. Cracovie, t. 8, s. A. 1910.
16. — Eocen Tatr i Podhala. — Spraw. Kom. Fizjogr., t. 44. 1910.

17. PASSENDORFER E. (Uwaga w dyskusji na zebraniu Francuskiego Towarzystwa Geologicznego w dniu 15 września 1939 r. w Briançon). — C.-R. Soc. Géol. France, t. 8, No. 5, p. 271-272. 1938.
18. — Z zagadnień transgresji eocenu w Tatrach (Sur les problèmes de la transgression éocène dans la Tatra). — Roczn. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. 22 1951.
19. — Trias tatrzański. — Geol. Reg. Polski, t. 1, z. 1. 1951.
20. — Jak powstały Tatry. Wyd. II. 1951.
21. RABOWSKI F. O triasie wierchowym w Tatrach (Sur le trias hauttatrique de la Tatra). — Spraw. P. I. G. (C.-R. Serv. Géol. Pol.), t. 1, z. 2, 3. 1921.
22. — Budowa Tatr. Pasmo wierchowe (Les nappes de recouvrement de la Tatra La structure de la zone hauttatrique). — Ibid., t. 3, z. 1, 2. 1925.
23. — Częściowy przewodnik wycieczki Polskiego Towarzystwa Geologicznego (Guide partiel de l'excursion de la Société Géologique de Pologne). — Roczn. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. 7. 1931.
24. — Sprawozdanie z badań geologicznych wykonywanych w 1930 r. w Tatrach (Compte rendu des recherches géologiques effectuées en 1930 dans la Tatra). — Pos. Nauk. P. I. G. (C.-R. Séances Serv. Géol. Pol.), Nr 30. 1931.
25. — Sprawozdanie z badań wykonywanych w 1932 r. w Tatrach (Compte rendu des recherches géologiques effectuées en 1932 dans la Tatra). — Ibid., Nr 35 1933.
26. SIEDLECKI St. Utwory geologiczne obszaru pomiędzy Chrzanowem a Kwaczałą. — Biul. P. I. G. (Bull. Inst. Géol. Pol.), Nr 60. 1952.
27 TEISSEYRE H. Budowa geologiczna północnej okolicy Wałbrzycha (Geological structure of the northern region of Wałbrzych). — Ibid., Nr 62. 1952.
28. UHLIG V. Die Geologie des Tatragebirges. — Denkschr. Akad. Wiss. Krakau Mat.-Nat. Cl., Bd. 44. 1897.

OBJAŚNIENIA DO PLANSZ

Pl. I

1 — Warstewkowanie pasiaste, lekko zaburzone spływowo. Przekrój prostopadły do warstw. Rozmiary altimetru 6,0 × 7,2 cm — Kominy Tylkowe

Fot. Z. J. Kotański

2 — Warstewkowanie pasiaste. W przekroju nieprostopadłym do warstw (górna powierzchnia okazu) obraz intersekcyjny warstewek jest dość zawiły i przypomina proste struktury robaczkowe — Kominy Tylkowe

Fot. Józefa Bułhak



Fig. 1

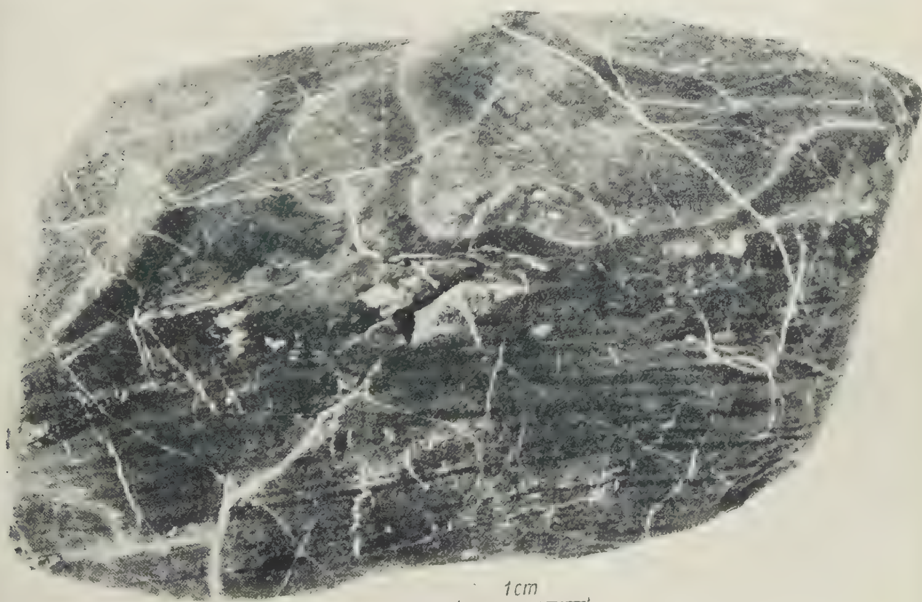


Fig. 2

(Objaśnienia p. str. 360)



Fig. 1

Fig. 2

(Objaśnienia p. str. 361)

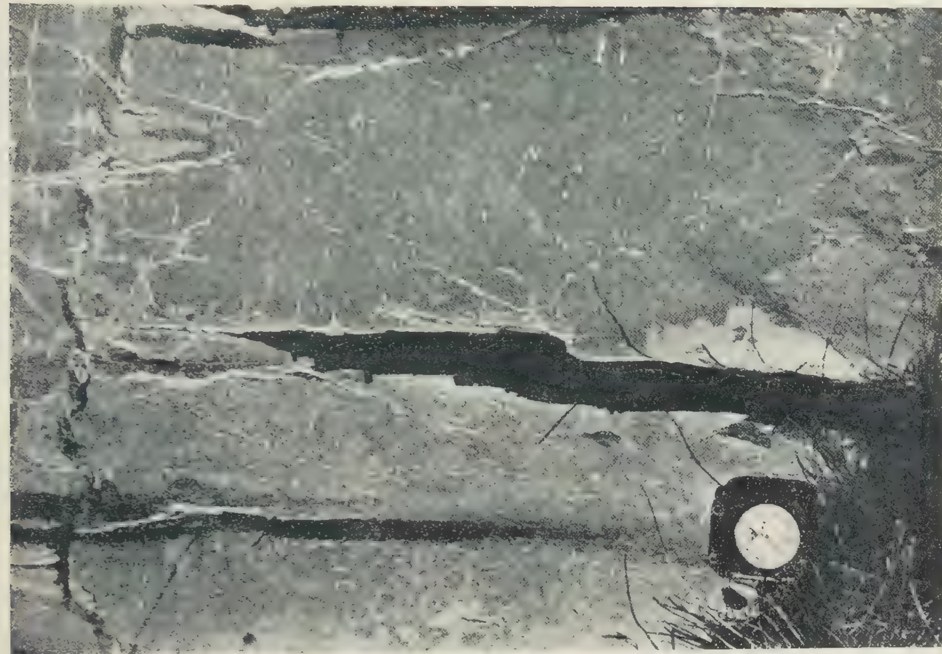


Fig. 1

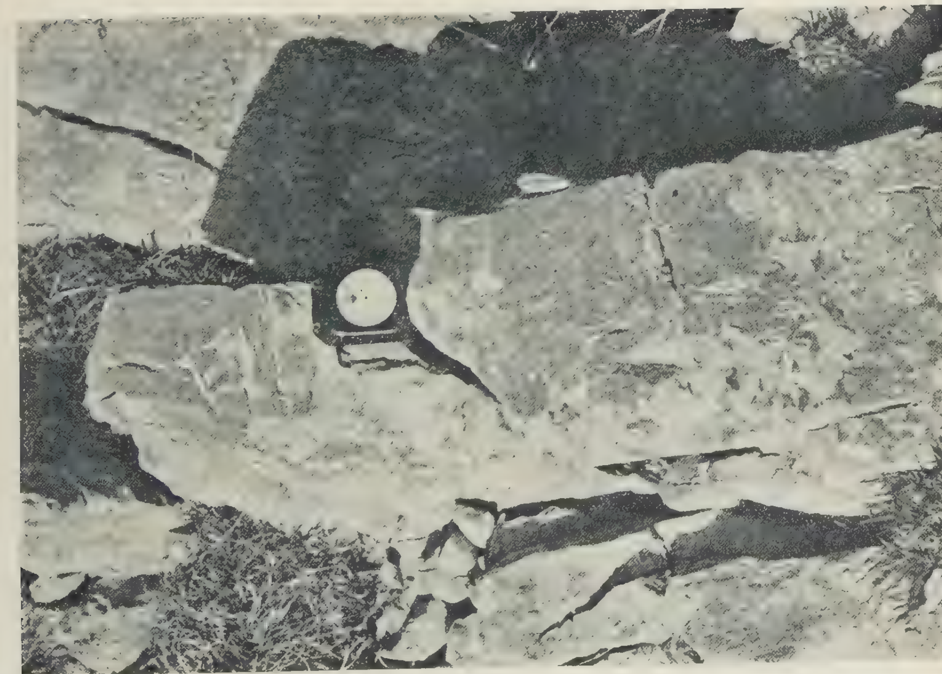


Fig. 2

(Objaśnienia p. str. 361)



Fig. 1

Fig. 2

(Objaśnienia p. str. 361)





(Objaśnienia p. str. 361)

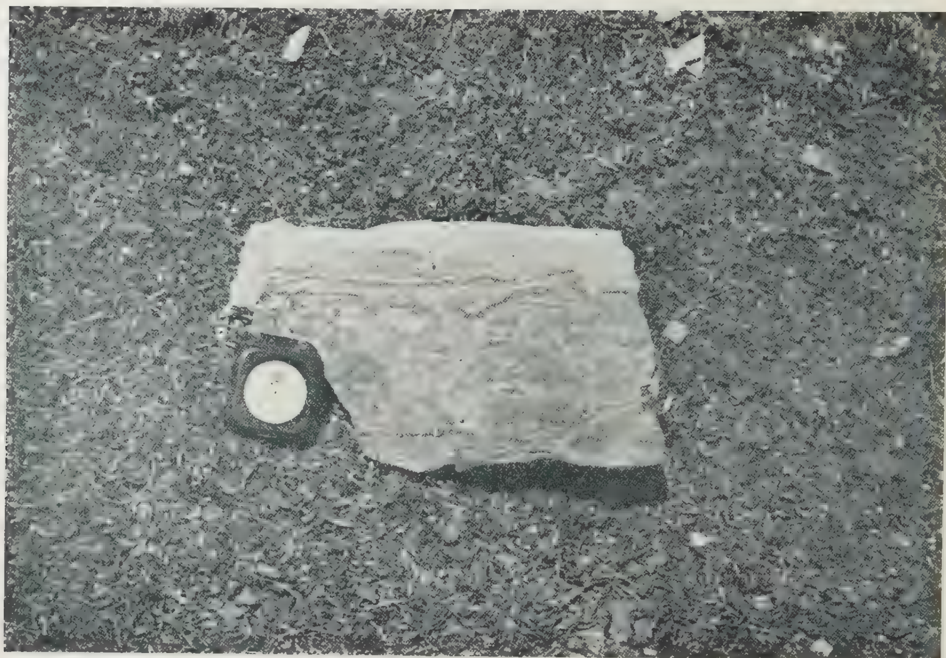


Fig. 1

Fig. 2

(Objaśnienia p. str. 361)



(Objaśnienia p. str. 361)

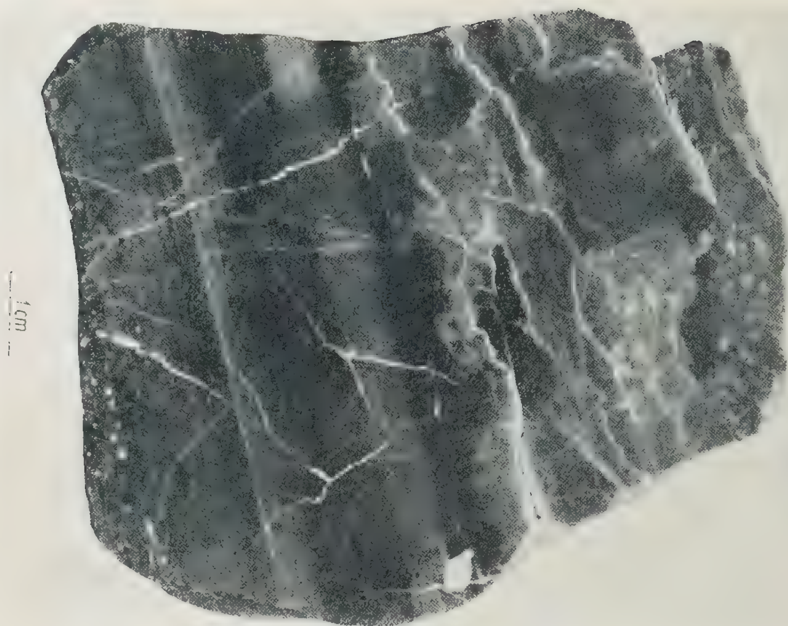


Fig. 1

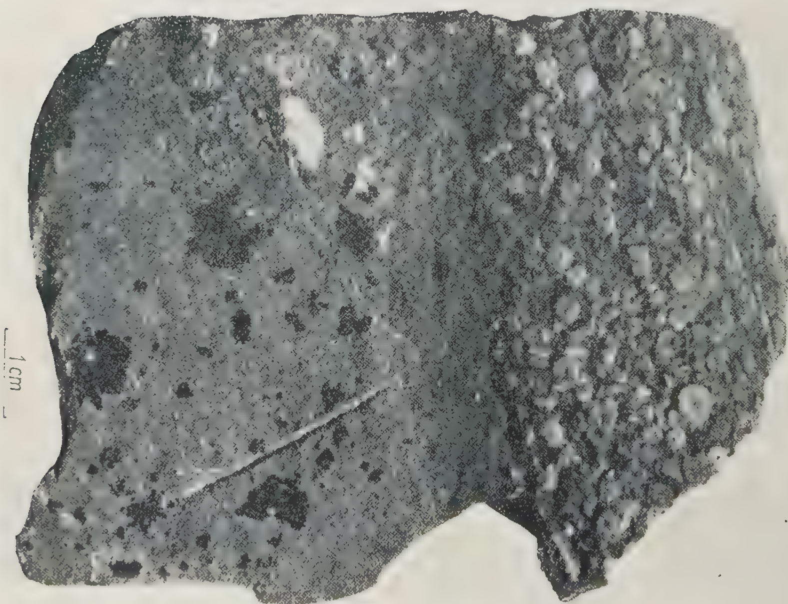


Fig. 2

(Objaśnienia p. str. 361)



Fig. 1



Fig. 2

(Objaśnienia p. str. 362)

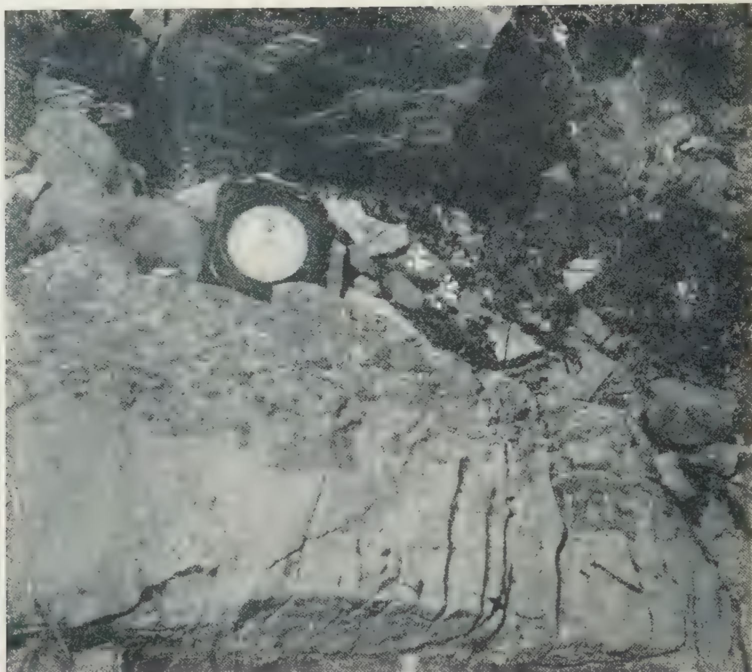


Fig. 1



Fig. 2

(Objaśnienia p. str. 362)

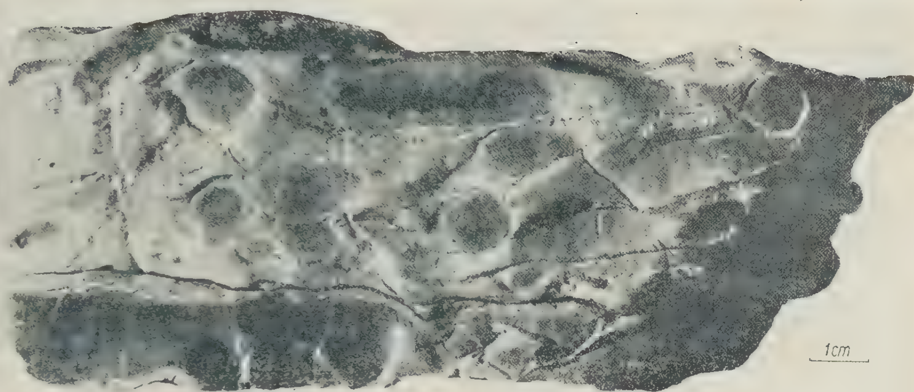
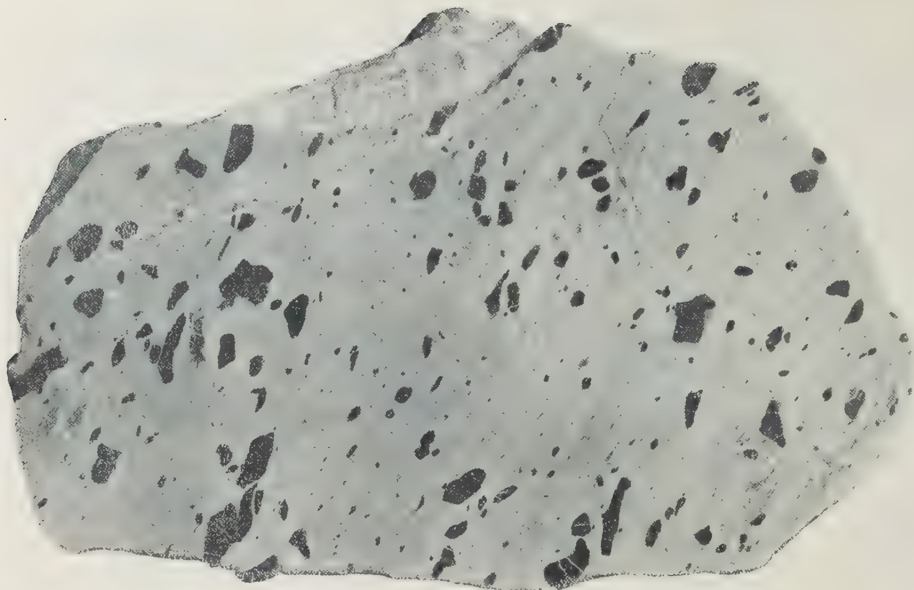


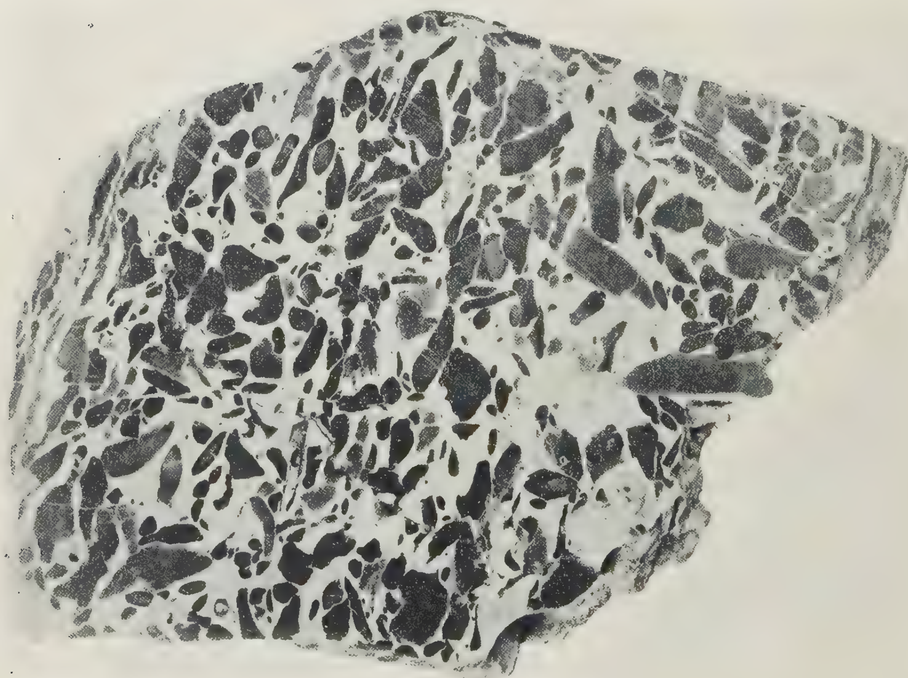
Fig. 1



Fig. 2

(Objaśnienia p. str. 362)





(Objaśnienia p. str. 362)

Pl. II

1 — Zaburzone spływowo warstewkowanie polegające na istnieniu w wapieniu żółtawych przewarstwień marglistych. Przekrój równoległy do warstw. Jedna z prostszych struktur robaczkowych — Mały Giewont

Fot. Józefa Bułhak

2 — Zwietrzała powierzchnia wapienia robaczkowego. Przekrój przypadkowy — Kalacka Turnia

Fot. Z. J. Kotański

Pl. III

1 — Przewarstwienia wapieni robaczkowych z wapieniami o niezaburzonym warstewkowaniu — Kominy Tylkowe

2 — Związek struktur robaczkowych z warstewkowaniem — Kominy Tylkowe

Fot. Z. J. Kotański

PL. IV

1 — Wapień robaczkowy. Przekrój prostopadły do przebiegu warstw. Widoczne są „robaczki plastyczne", wykazujące jeszcze związek z warstewkowaniem, oraz „robaczki kruche" — Żleb Kirkora

Fot. Józefa Bułhak

2. — Wapień robaczkowy. Przekrój poprzeczny do warstewkowania. Na wapieniu robaczkowym (wapień o warstewkowaniu zaburzonym spływowo) ostrą granicą leży wapień o warstewkowaniu poziomym, przechodzący stopniowo ku górze w wapień robaczkowy o zaburzonym warstewkowaniu — Kominy Tylkowe

Fot. Z. J. Kotański

PL. V

1 — Związek struktur robaczkowych z warstewkowaniem — Kominy Tylkowe

2 — Przewarstwienia dolomitów żółto wietrzejących z wapieniami ciemnymi. Widoczna struktura robaczkowa jest w tym przypadku zapewne pochodzenia diagenetycznego — Kominy Tylkowe

Fot. Z. J. Kotański

PL. VI

1 — Związek struktur robaczkowych z warstewkowaniem. Widoczne są „robaczki plastyczne" i „kruche" — Kominy Tylkowe

2 — Krzyżujące się „robaczki odosobnione" na powierzchni wapienia zbitego — Wrótka

Fot. Z. J. Kotański

PL. VII

1 — Wypolerowana powierzchnia wapienia robaczkowego. Przekrój ukośny. Widoczne są silne zaburzenia spływowe. Białe pasemka są to żyłki kalcytowe — Kominy Tylkowe

Fot. Józefa Bułhak

2 — Wapień pasiasty o warstewkowaniu poziomym i zaburzonym spływowo — Kominy Tylkowe

Fot. Z. J. Kotański

PL. VIII

1 — Frakcjonalne warstwowanie wapieni środkowo-triasowych. Wapienie z kr- noidami stopniowo przechodzą ku górze w wapienie warstewkowane, zbi Ostrą, nierówną granicą na wapieniu zbitym leży wapień z krynoidami. Bli sze objaśnienia w tekście — Giewont „Na Czoło"

2 — Wapień krynoidowy leżący ostrą granicą na wapieniu szarym drobnokryst licznym — Kominy Tylkowe

Fot. Józefa Bułha

PL. IX

1 — Wapień krynoidowy leżący ostrą granicą na wapieniu robaczkowym (widc z góry). W masie wapienia krynoidowego tkwią okruchy wapienia zbitego - Kominy Tylkowe

Fot. Józefa Bułha

2 — Wapień warstewkowany poziomo, przechodzący w wapień zaburzony spływow robaczkowy (luźny ułamek skały). Fotografia ta była robiona jeszcze prze zauważeniem prawidłowości w naprzemianległym ułożeniu wapieni warstew kowanych poziomo i robaczkowych — Kominy Tylkowe

Fot. Z. J. Kotańs

PL. X

1 — Granica dolomitu żółto wietrzejącego z wapieniem zbitym, ciemnym. Struktur podobna do hard ground'u — Kominy Tylkowe

2 — Dolomit żółto wietrzejący, przechodzący ku górze w wapień ciemny, zbit Struktura podobna do hard ground'u. Skala leżąca luźno — Kominy Tylkow

Fot. Z. J. Kotańs

PL. XI

1 — Ciemne plamy wapienne na żółtym tle dolomitycznym. Przykład struktur robaczkowej o diagenetycznym, być może, pochodzeniu — Kominy Tylkow

2 — Wapień ze ślimakami na powierzchni warstwy, pokrytej żółtą błonką marglist Wapień ten również ma pokrój „robaczkowy" — Giewont, „Przez Grzędy"

Fot. Józefa Bułha

PL. XII

1 — Skała zbudowana z ciemnych wapiennych fragmentów gęsto tkwiących w żół tawym tle dolomitycznym — Kalacka Turnia

2 — Skała zbudowana z drobnokrystalicznego dolomitu, stanowiącego tło, w któ rym tkwią ciemne fragmenty wapienne — Kalacka Turnia

Fot. Józefa Bułha

MARIA TURNAU-MORAWSKA

Znaczenie analizy minerałów ciężkich w rozwiązywaniu zagadnień geologicznych

TREŚĆ: Uwagi ogólne — Minerały ciężkie jako wskaźniki źródła materiału detrytycznego — Znaczenie analizy minerałów ciężkich dla zagadnień stratygraficznych — Przykłady użyteczności metody minerałów ciężkich, zaczerpnięte z dorobku petrografii polskiej — Literatura cytowana

UWAGI OGÓLNE

Jedną z pierwszych metod badawczych, które przyczyniły się do usamodzielnienia petrografii skał osadowych spośród innych nauk petrograficzno-geologicznych, jest metoda analizy tzw. minerałów ciężkich albo rzadkich. Są to akcesoryczne składniki skał osadowych o gęstości większej niż 3 i stanowiące nieznaczny procent (zwykle mniej niż 1%) innych składników detrytycznych osadu, wśród których na ogół przeważa kwarc.

Najdawniejsze opisy minerałów ciężkich w piaskach datują się z czasów, gdy nawet jeszcze petrografia ogólna nie zajęła samodzielnego stanowiska wśród nauk geologicznych, a więc z czasów przed użyciem mikroskopu polaryzacyjnego do badania skał. W 1719 r. Réaumur *(15)** opisuje piaski złotonośne Rodanu i Renu stwierdzając obecność w nich cyrkonu, rutylu, epidotu, granatu, topazu i korundu. W następnym stuleciu ukazało się więcej prac o podobnej treści *(11, 21, 32, 54, 61)*. Jednakże dopiero literatura z czasów po roku 1870 dostarczyła danych o wynikach analiz minerałów ciężkich, przeprowadzonych w celu wskazania źródła materiału detrytycznego piasków. Fouqué *(16)* analizował pod tym kątem widzenia piaski wyspy Santorin, Thoulet *(66)* — piaski Sahary, a Thürach *(67)*, analizując piaski różnego wieku, podkreślił znaczenie kształtu okruchów minerałów ciężkich dla wniosków petrogenetycznych. Praca Thüracha uważana jest przez Boswella *(3)* za pierwsze poważne studium piasków, dostarczające wniosków co do pochodzenia ich składników mineralnych.

---

* Liczby *kursywą* w nawiasach odsyłają do spisu literatury na końcu artykułu.

W chwili obecnej literatura światowa, dotycząca minerałów ciężkic w skałach osadowych, obejmuje już wiele setek pozycji. Odnośne prac dotyczą udoskonalenia i wyboru metod badawczych, opisów frakcji cięż kiej różnych osadów, prób rozwiązania zagadnień geologicznych na pod stawie jakości, stosunków ilościowych i rozmieszczenia tych minerałów w seriach osadowych, a wreszcie ogólnych rozważań nad przydatności metody z punktu widzenia zarówno czysto naukowego jak i praktycznego

Nie ulega wątpliwości, że analiza frakcji ciężkiej piasków i mułków ma często duże znaczenie przy ocenie ich wartości dla różnych celów prze mysłowych. Stwierdzenie znaczniejszej koncentracji niektórych surowców metali (kasyteryt, magnetyt, monacyt, minerały tytanowe, cyrkon) moż zakwalifikować dany piasek jako złoże surowca pewnego metalu, nato miast piasek czysty, pozbawiony lub prawie pozbawiony minerałów cięż kich, może nadawać się np. do celów szklarskich.

Nie ma natomiast zgodności w poglądach zarówno petrografów jal i geologów co do znaczenia metody analizy frakcji ciężkiej osadów dl rozwiązywania zagadnień geologicznych, a mianowicie zagadnień sedy mentologicznych, paleogeograficznych i stratygraficznych. A jedna uzgodnienie poglądów w tej dziedzinie jest nadzwyczaj ważne i pożądane nie tylko dla celów czysto naukowych, lecz także i ze względów praktycz nych, np. w związku z poszukiwaniami ropy naftowej.

W ramach tego artykułu rozpatrzone zostanie znaczenie analiz minerałów ciężkich dla określenia charakteru petrograficznego źródła ma teriału detrytycznego oraz dla korelacji i rozróżniania warstw. Wnioski tu przedstawione są oparte na wynikach ważniejszych prac podanych w literaturze światowej oraz na obserwacjach własnych i moich współ pracowników.

MINERAŁY CIĘŻKIE JAKO WSKAŹNIKI ŹRÓDŁA MATERIAŁU DETRYTYCZNEGO

Skład mineralny skał osadowych, a więc także jakościowe i ilościowe stosunki minerałów ciężkich we frakcji okruchowej osadu, zależą z jedne strony od charakteru petrograficznego źródła materiału detrytycznego z drugiej strony — od przebiegu procesów sedymentacji i w mniejszym stopniu — od diagenezy. Przebieg sedymentacji pojęty jest tu w najszer- szym znaczeniu jako uzależniony od klimatycznych, morfologicznych i tektonicznych warunków wietrzenia i erozji skał macierzystych, oc środka transportu i długości drogi od źródła do basenu sedymentacji a wreszcie od charakteru fizyczno-chemicznego środowiska sedymentacji.

Wnioski dotyczące pochodzenia materiału opierają się przede wszyst- kim na założeniu, że osady, czerpiące swój materiał okruchowy bezpośred- nio ze skał magmowych lub metamorficznych, mają urozmaicony skład

frakcji ciężkiej, zawierającej zarówno minerały odporne na wietrzenie i transport, jak i mało odporne. Natomiast osady kilkakrotnie przerobione utraciły częściowo materiał mniej wytrzymały na wpływ wietrzenia oraz transportu i zawierają jedynie te składniki, które mogą przetrwać kilka cyklów sedymentacji.

Założenie to, poparte zarówno badaniami eksperymentalnymi jak i obserwacjami osadów współczesnych i kopalnych w terenie, jest na ogół słuszne. Jednak prawidłowość powyższa odnosi się przypuszczalnie do warunków szybkiej sedymentacji. Wówczas charakter źródła materiału jest prawie wyłącznym czynnikiem składu frakcji ciężkiej. Natomiast przy powolnej sedymentacji dużą rolę odgrywa klimat, obróbka mechaniczna i inne, w zawiły sposób nakładające się na siebie czynniki tak, że zależność składu frakcji ciężkiej od skały macierzystej nie jest tak prosta. Ponadto — niezależnie od przebiegu sedymentacji — na skład frakcji ciężkiej wpływają przypuszczalnie procesy diagenezy, powodujące z jednej strony rozkład niektórych minerałów ciężkich, z drugiej strony powstawanie nowych minerałów autogenicznych.

Trudności dotyczące wniosków paleogeograficznych, opartych na wynikach analiz minerałów ciężkich, są między innymi i tym spowodowane, że nie uzgodniono dotąd danych dotyczących odporności na wietrzenie i transport u wielu minerałów. Minerały ciężkie bywają często klasyfikowane jako „odporne" lub „mało odporne", czy też „trwałe" i „nietrwałe" bez bliższych objaśnień. Zdarza się natomiast, że jeden i ten sam minerał zachowuje się względem procesów wietrzenia chemicznego jako odporny, natomiast łatwo ulega zniszczeniu w czasie transportu, albo też ulega rozkładowi w pewnym określonym środowisku sedymentacji.

Studia eksperymentalne nad odpornością różnych minerałów ciężkich były przeprowadzane jeszcze w ubiegłym stuleciu. W 1877 r. Müller *(41)* badał działanie wody nasyconej dwutlenkiem węgla na pospolite minerały skałotwórcze i stwierdził, że do roztworu przechodził najłatwiej apatyt, oliwin zaś najłatwiej ulegał rozkładowi. W 1913 r. Thoulet *(66)* podaje następujący porządek trwałości w osadach pospolitych minerałów, zaczynając od najmniej trwałego: oliwin, piroksen, amfibol, apatyt, plagioklaz, ortoklaz, biotyt, muskowit, kwarc, rutyl, cyrkon, korund.

Autor zwraca uwagę na wzrost liczby gatunków minerałów ciężkich wraz z obniżającym się wiekiem osadów. Oliwin i piroksen mogą, jego zdaniem, występować jedynie w osadach czwartorzędowych.

W szeregu Thouleta nie jest wymieniony dość pospolity i charakterystyczny minerał ciężki, mianowicie granat. Stanowisko tego minerału w podziale na minerały trwałe i nietrwałe jest dyskutowane co najmniej od lat trzydziestu i do dnia dzisiejszego nie zostało ono ustalone. Boswell i inni *(3, 5, 45, 46, 60)* przypuszczają, że minerał ten może ulegać rozpusz-

czeniu w czasie procesów diagenezy. Wydaje mi się, że dotychczas nie uwzględniono znaczenia stanu zachowania granatu, w jakim dostał się on do osadu bezpośrednio ze skały, w której powstał. W skałach metamorficznych zmienionych drogą metamorfozy wstecznej (diaftorezy) granat jest zwykle częściowo schlorytyzowany i w takim stanie łatwo ulega zniszczeniu w czasie wietrzenia i transportu. Natomiast granat pegmatytów oraz skał z głębszej strefy metamorfizmu może być minerałem odpornym na czynniki zarówno wietrzenia jak i transportu.

Podobnie jak trwałość granatu, była od wielu lat i jest dotąd dyskutowana trwałość w osadach takich minerałów jak andaluzyt, dysten, sylimanit — nie umieszczonych w szeregu Thouleta.

Szereg prac późniejszych dotyczy odporności minerałów ciężkich na czynniki abrazyjne. Friese *(17)*, na podstawie badań eksperymentalnych ustala następujący pod względem odporności na te czynniki porządek minerałów, przy czym szereg rozpoczyna minerał najmniej odporny: monacyt, diopsyd, andaluzyt, dysten, apatyt, oliwin, epidot, ilmenit, granat, magnetyt, topaz, augit, staurolit, kordieryt, piryt, turmalin.

Z powyższego zestawienia wynika, że oliwin, który okazał się mniej niż piroksen odporny na działanie wody i dwutlenku węgla, jest jednak odporniejszy na czynniki abrazyjne.

Podobny porządek odporności minerałów na czynniki transportowe został ustalony przez Thiela *(65)*. Analizowany przezeń zespół minerałów ciężkich w osadach rzecznych był nieco odmienny niż u Friesego, jednak stanowisko ważnych minerałów w szeregu odporności na transport, a mianowicie piroksenu, dystenu, apatytu, granatu, staurolitu, turmalinu — okazało się analogiczne jak w szeregu wyżej wymienionego autora.

Nielicznych tylko minerałów dotyczą obserwacje Russela *(58)*, który badał zachowanie się piroksenów i amfiboli w piaskach rzeki Mississippi na przestrzeni 1100 mil. ang., między Kairo, Illinois i Zatoką Meksykańską. Interesujący jest wynik jego obserwacji, że minerały te, uważane na ogół za mało trwałe, nie ulegały wyraźnym zmianom w czasie transportu.

W celu rozgraniczenia wpływu wietrzenia i wpływu transportu na zachowanie się minerałów ciężkich L. Dryden i C. Dryden *(14)* przeprowadzili w r. 1946 obserwacje wyłączając wpływ czynnika transportu. Oznaczali oni stosunki ilościowe minerałów we frakcjach ciężkich skał świeżych i zwietrzałych i w ten sposób ustalili następujący porządek odporności na wietrzenie chemiczne ważniejszych minerałów: hypersten, granat, staurolit, hornblenda, dysten, monacyt, sylimanit, turmalin, cyrkon.

Z porównania szeregów Friesego i Drydena widać różnicę odporności niektórych ważnych minerałów na transport z jednej strony, wietrzenie zaś chemiczne z drugiej. Monacyt jest wymieniony jako najmniej odporny na czynniki abrazyjne, należy natomiast do najodporniejszych na

wietrzenie chemiczne. Granat, jeden z odporniejszych, według Friesego, na czynniki abrazyjne minerałów, wymieniony jest przez Drydena wśród najmniej odpornych na wietrzenie.

Jak wspomniałam poprzednio, ważnym czynnikiem — obok wietrzenia i transportu, od którego zależy obecność lub nieobecność pewnego minerału w osadzie — jest proces diagenezy. Niektóre minerały mogą ulegać rozkładowi i rozpuszczaniu w gotowym już osadzie, a na ich miejscu mogą powstawać inne jako autogeniczne. Z punktu widzenia trwałości minerałów ciężkich pod wpływem działania procesów diagenetycznych Smithson *(60)* ustala szereg następujący poczynając od najmniej trwałych: krzemiany żelaza i magnezu, granat, staurolit, dysten, monacyt, apatyt, turmalin, cyrkon, rutyl.

Opierając się na wynikach obserwacji frakcji ciężkich skał różnego wieku Pettijohn *(45)* dla trwałości znacznej liczby gatunków minerałów ciężkich układa szereg następujący: oliwin, aktynolit, diopsyd, hypersten, sylimanit, augit, zoizyt, tytanit, topaz, andaluzyt, hornblenda, epidot, dysten, monacyt, staurolit, magnetyt, ilmenit, apatyt, biotyt, granat, turmalin, cyrkon, rutyl.

Z porównania szeregów Smithsona i Pettijohna wynika, że apatyt, minerał łatwo rozpuszczalny w wodzie nasyconej dwutlenkiem węgla (według doświadczeń Müllera), jest jednak trwały w procesach diagenezy. Natomiast odmienne jest stanowisko granatu w szeregach obu autorów. Smithson uważa go za mało trwały, Pettijohn zalicza do najtrwalszych.

Co do autogenicznego powstawania różnych minerałów ciężkich poglądy nie są ustalone. Baturin *(2)* i Szwecow *(64)* przypuszczają, że liczne gatunki minerałów ciężkich mogą powstawać na miejscu w osadzie. Do minerałów, które niewątpliwie mogą powstać jako autogeniczne, zalicza się rutyl *(26)*, anataz *(46)* i turmalin *(2, 79)*. Wielu autorów nie wyłącza możliwości autogenicznego powstawania cyrkonu, epidotu, granatu, staurolitu, hornblendy i innych.

Niektórzy petrografowie starają się uzasadnić trwałość czy też nietrwałość ważniejszych minerałów ciężkich fizyczno-chemicznymi warunkami ich powstawania. Goldich *(18)* i Reiche *(53)* wskazują na analogię szeregu trwałości minerałów ciężkich z szeregiem reakcyjnym Bowena *(4)*, który obejmuje co prawda tylko nieliczne grupy minerałów ciężkich a mianowicie: oliwiny, pirokseny, amfibole i biotyty. Nawiązując dane, wynikające z rozważań wymienionych autorów, do minerałów krystalizujących z roztworów pomagmowych oraz minerałów skał metamorficznych Pettijohn *(46)* przypuszcza, że minerały krystalizujące w niższej temperaturze są na ogół bardziej trwałe w osadach niż minerały krystalizujące w temperaturze wyższej. Boswell wyraża w tej dziedzinie pogląd w pewnej mierze sprzeczny z poglądem Pettijohna stwierdzając, że minerały uwodnio-

ne są w osadach mniej trwałe niż bezwodne *(3)*. Autor ten wiąże tak: trwałość minerałów z ich gęstością. Dlatego, jego zdaniem, dysten je trwalszy w osadach niż sylimanit lub andaluzyt. Hatch i Rastall poda; w swym podręczniku *(20)* następujące reguły odnośnie do trwałości min łów ciężkich. Trwałe są minerały akcesoryczne granitów oraz minera pneumatolitycznego pochodzenia, a więc: cyrkon, monacyt, tytanit, tu: malin, topaz; również trwałe są minerały skał metamorficznych, powsta: na drodze metamorfozy termodynamicznej w głębszej strefie jak: grana dysten, staurolit. Natomiast nietrwałe są produkty czyste termalnej me tamorfozy jak: andaluzyt, sylimanit, kordieryt. Tego rodzaju podział n: jest co prawda przejrzysty i prowadzi do dwuznacznych interpretac (np. geneza granatu może być bardzo różna). Nie wydaje się też słuszny założenie niektórych autorów *(3)*, że minerały stressowe są trwalsze w osa dach niż antistressowe.

W chwili obecnej musimy więc stwierdzić, że próby teoretyczneg wyjaśnienia trwałości i nietrwałości minerałów ciężkich nie są ani dobrz uzasadnione ani na ogół między sobą zgodne; nie zawsze też przewidywan: teoretyczne zgadzają się z obserwacją. Fakty te są zrozumiałe wobec lic: nych i często nieuchwytnych przyczyn znikania w osadach minerałów do starczanych przez skałę macierzystą.

Mimo wszelkich trudności, piętrzących się wokoło zagadnienia oc porności minerałów ciężkich w osadach, w wielu podręcznikach petrograf skał osadowych przeprowadzono podział minerałów na: trwałe, miern: trwałe i nietrwałe, przy czym zazwyczaj brak jest wyjaśnienia, o jakieg typu odporność tutaj chodzi, autorowie podręczników nie wyróżniają bo wiem na ogół odporności minerałów na wietrzenie, transport i proces diagenezy.

Dla przykładu podam podziały według podręczników Ruchina *(5*: i Twenhofela *(79)*. Jak wynika z tabeli, zestawienia nie są zupełnie zgodn u obu autorów (por. s. 369).

Najważniejsze różnice stwierdzone przy porównywaniu tabel Ruch: na i Twenhofela są następujące. Granat i sylimanit należą, według Twer hofela, do minerałów trwałych, u Ruchina zaś są one umieszczone w gru pie pośredniej między trwałymi i nietrwałymi. Twenhofel uważa sylima nit za minerał trwalszy niż andaluzyt, według Ruchina jest na odwrót. Pi rokseny i amfibole należą na ogół, według Ruchina, do minerałów nietrwa łych, według Twenhofela — do typu pośredniego. Apatyt, jak widzim. w tabeli, zaliczony jest przez Ruchina do miernie trwałych, przez Twer hofela — do nietrwałych. Stanowisko Twenhofela co do miernej trwałośc apatytu podziela Milner, gdy tymczasem Pettijohn uważa apatyt za mi nerał trwały w osadach.

Podział pospolitych minerałów ciężkich pod względem ich trwałości w skałach osadowych

Minerały	*bardzo trwałe i trwałe*	*miernie trwałe i mało trwałe*	*nietrwałe*
Według Ruchina	Andaluzyt Topaz Spinel Rutyl Turmalin Cyrkon Korund Anataz Staurolit Dysten Tytanit Monacyt	Apatyt Granaty żelazowo-wapienne Aktynolit Tremolit Epidot Zoizyt Sylimanit	Oliwin Piroksen rombowy Augit Hornblenda Melanit
Według Twenhofela	Anataz Baryt Korund Dysten Granat Monacyt Rutyl Sylimanit Spinel Staurolit Topaz Turmalin Cyrkon	Andaluzyt Augit Biotyt Epidot Fluoryt Hornblenda Hypersten Tytanit	Apatyt Kordieryt Glaukofan Oliwin

Mimo tak licznych i często rażących niezgodności w poglądach na zachowanie się minerałów ciężkich w procesach sedymentacji, z wszystkich przytoczonych dotąd faktów wynikają pewne ważne wnioski:

1⁰ Cyrkon, rutyl i turmalin należą do minerałów odpornych zarówno na wietrzenie i transport, jak i na przemiany diagenetyczne tak, że z samej ich obecności w osadach nie uzyskujemy danych co do charakteru petrograficznego skały macierzystej; skałą tą może być zarówno skała krystaliczna jak i osadowa, nawet kilkakrotnie przerobiona. Natomiast morfologia, szczególne cechy optyczne i stopień obróbki mechanicznej pozwalają niejednokrotnie na wnioski petrogenetyczne.

2⁰ Oliwiny, pirokseny i amfibole są mało odporne na czynniki wietrzenia chemicznego, obecność ich zatem w skale osadowej przemawia za pochodzeniem materiału bezpośrednio ze skały magmowej lub metamorficznej. Fakt stwierdzony przez Russela *(58)*, że pirokseny i amfibole są odporne na czynniki transportowe, wskazuje, że źródło materiału może być odległe od basenu sedymentacji. Jest natomiast mało prawdopodobne, by minerały te pochodziły ze starszych skał osadowych.

Brak minerałów z grupy oliwinu, piroksenu i amfibolu nie rozstrzyga jednak, czy materiał detrytyczny pochodził ze skały osadowej, czy też

ze skał krystalicznych wietrzejących w takich warunkach, że wszystkie te minerały uległy przeobrażeniu na różnego typu uwodnione krzemiany oraz tlenki i wodorotlenki żelaza.

3[0] Inne minerały ciężkie, wymieniane przez większość petrografów wśród odpornych na czynniki procesów sedymentacyjnych, lub takie minerały, których trwałość nie została dotąd jednoznacznie ustalona, często nie mają żadnego znaczenia w wysnuwaniu wniosków geologicznych, w pewnych jednak konkretnych przypadkach mogą być wskaźnikami źródła materiału, nadto pozwalają niekiedy na rozstrzygnięcie, który z odsłoniętych dzisiaj kompleksów skalnych dostarczył w przeszłości materiału budującego analizowany osad. Taki konkretny przypadek zachodzi np. wówczas, gdy frakcja ciężka jest zespołem minerałów genetycznie spokrewnionych i charakteryzujących pewną skałę magmową lub metamorficzną określonej facji. Zespół: cjanit-staurolit świadczy, że materiału dostarczyła skała metamorficzna, czy też — wobec przypuszczalnej trwałości tych minerałów — skała osadowa, nie mogła go natomiast dostarczyć skała magmowa. Obecność topazu i monacytu we frakcji ciężkiej wskazuje, że materiału dostarczył teren granitowy lub starsze skały osadowe, nie mógł to być natomiast kompleks skał zmienionych wśród metamorfozy termodynamicznej.

W dotychczasowych rozważaniach podkreśliłam znaczenie obecności pewnych minerałów ciężkich w osadach dla wniosków paleogeograficznych. Wnioski te mogą być jednak także uzyskane na podstawie morfologii kryształów, cech optycznych wyróżniających charakterystyczne odmiany pewnych minerałów oraz stopnia obróbki mechanicznej ziarn.

Krynine *(29)* wskazuje na występowanie wśród minerałów ciężkich kilku odmian turmalinów, o różnych cechach optycznych i o różnym pochodzeniu; wyszczególnia on 5 zasadniczych, genetycznie różnych odmian, a mianowicie: turmalin z granitów, pegmatytów, gnejsów injekcyjnych, starszych skał osadowych i wreszcie turmalin autogeniczny. Zerndt *(84)* oraz Wojciechowski *(83)* usiłują scharakteryzować źródło materiału detrytycznego na podstawie morfologii kryształów cyrkonu, jednego z najtrwalszych minerałów ciężkich i rozpowszechnionego w skałach o różnej genezie, który zatem samą swą obecnością nic nie mówi o historii osadu.

Wyniki analiz skał okręgu krakowskiego przeprowadzonych w Zakładzie Petrografii Skał Osadowych U. W. wskazują na związki genetyczne między osadami różnego wieku, charakteryzujące się określonym stopniem obróbki mechanicznej minerałów frakcji ciężkiej. Różnice w stopniu obróbki dają się zazwyczaj dobrze śledzić na minerałach bez wyraźnej łupliwości oraz odpornych na czynniki transportowe. Inne minerały rozpadają się na kanciaste okruchy, albo też zostają zniszczone w czasie transportu.

ZNACZENIE ANALIZY MINERAŁÓW CIĘŻKICH DLA ZAGADNIEŃ STRATYGRAFICZNYCH

W początkach rozwoju metod badawczych w petrografii skał osadowych nie wyłączano możliwości oznaczania wieku skały przy użyciu metody minerałów ciężkich. W ostatnich dziesiątkach lat ustalił się na ogół pogląd, że minerały ciężkie nie mogą być uważane za przewodnie w podobnym co szczątki organiczne znaczeniu, gdyż w skałach różnego wieku mogą występować te same gatunki mineralne. W ostatnich latach jednak petrografowie amerykańscy jak Smithson *(60)*, Pettijohn *(46)* i Russel *(58)* podkreślają fakt, że niektóre minerały nie pojawiają się wcale lub też pojawiają się tylko w drobnych ilościach w osadach starszych i że liczba gatunków mineralnych zmniejsza się wraz ze wzrastającym wiekiem osadu. Zmianę liczby gatunków minerałów ciężkich wraz z wiekiem osadu Pettijohn zilustrował wykresem *(45*, nasza fig. 1) na podstawie danych zebra-

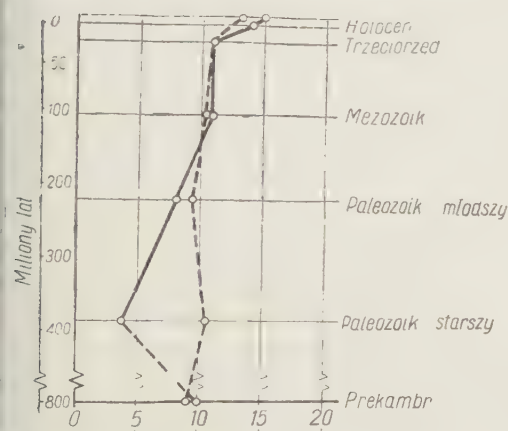


Fig. 1

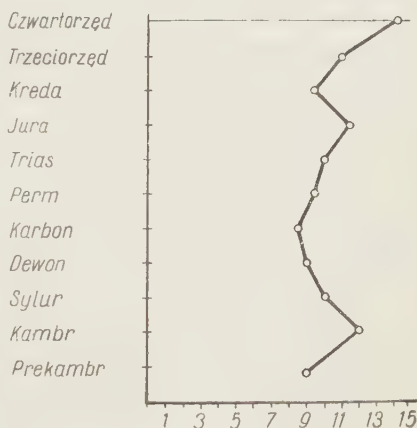


Fig. 2

Fig. 1 — Zależność liczby gatunków minerałów ciężkich od wieku skały w milionach lat, według Pettijohna *(46*, s. 488). Autor ten ilustruje tę zależność diagramem, znaczonym tu linią ciągłą. Na tym samym rysunku został przedstawiony wynik obliczeń K. Łydki przy pomocy linii kreskowej

Fig. 2 — Liczba gatunków minerałów ciężkich w osadach różnego wieku, według obliczeń K. Łydki

nych z literatury. Wykres Pettijohna nie jest jednak zgodny z wykresami sporządzonymi przez K. Łydkę (por. tę samą fig. 1 oraz fig. 2) [1], z których wynika, że liczba gatunków mineralnych wykazuje pewne nieznaczne wahania w osadach różnego wieku, systematyczny zaś wzrost liczby ga-

[1] Materiały jeszcze nie opublikowane.

tunków zaznacza się dopiero w trzeciorzędzie. K. Łydka zebrał bogat[y] materiał obserwacyjny zarówno ze światowej, jak i z naszej literatury pe[-] trograficznej. Niezgodność obu wykresów zostałaby zapewne usunięta gdyby wyzyskano jeszcze bogatszy materiał obserwacyjny. Warto jedna[k] zauważyć, że już Thoulet w r. 1913 *(66)* podkreślał wzrost liczby gatunków wraz z malejącym wiekiem osadu; podobnie wypowiedział się Boswell *(3)* Pettijohn, Smithson i Russel przypisują tę zależność wiekową, zilustrowa[-] ną wykresem pierwszego z wymienionych autorów *(46,* fig. 1), proceson diagenetycznego rozpuszczania minerałów w skale osadowej, Boswell na[-] tomiast przypuszcza, że główną przyczyną jest wzrastające w czasie geo[-] logicznym urozmaicenie petrograficzne litosfery.

Wydaje mi się, że dotychczasowe dane nie są wystarczające do zaję[-] cia zdecydowanego stanowiska w stosunku do powyższego interesująceg[o] zagadnienia. Obliczenia statystyczne liczby gatunków mineralnych został[y] wykonane bez uwzględnienia charakteru petrograficznego osadów, wa[-] runków sedymentacji i przypuszczalnego źródła materiału detrytyczneg[o]. Wydaje mi się też mało prawdopodobne, aby nakładanie się najróżnorod[-] niejszych czynników kształtujących osady nie zatarło jakichkolwiek ten[-] dencji do prawidłowości w czasowym rozmieszczeniu minerałów ciężkich. Boswell podkreśla *(3)*, że w osadach złożonych w geosynklinie istnieje ten[-] dencja do stopniowego upraszczania składu frakcji ciężkiej osadów cora[z] to młodszych. Z drugiej strony — zgodnie ze schematem Pettijohna — liczba gatunków mineralnych powinnaby się zmniejszać w osadach cora[z] to starszych. Obie tendencje zmierzają więc do zatarcia ilościowych róż[-] nic w gatunkach mineralnych osadów różnego wieku.

Nie należy też lekceważyć faktu, że w ciągu procesów diagenetycz[-] nych mogą tworzyć się minerały autogeniczne. Pettijohn *(46)* wskazuje, ż[e] ilość anatazu w osadach coraz to młodszych jest coraz mniejsza; podobni[e] zachowuje się apatyt. Obydwa te minerały mogą, zdaniem autora, powsta[-] wać w wyniku procesów diagenetycznych. Jak była o tym mowa w po[-] przednim ustępie, inne także minerały ciężkie mogą być autogeniczn[e] w osadach.

W chwili obecnej nie mamy zatem podstaw do przypuszczenia, żeb[y] analiza minerałów ciężkich w skałach osadowych mogła się przyczynić d[o] rozstrzygnięcia zagadnienia wieku skały. Natomiast większość współcze[-] snych petrografów odnosi się na ogół pozytywnie — moim zdaniem słusz[-] nie — do zagadnienia możliwości rozróżniania i korelacji warstw określo[-] nej wiekowo serii osadów za pomocą metody minerałów ciężkich.

Zazwyczaj jednak mniej pomyślne wyniki daje zastosowanie tej me[-] tody do studium terenów zbudowanych z osadów wielokrotnie w ciąg[u] swych dziejów przerabianych, bez nowego dopływu materiału ze skał kry[-] stalicznych. Stwierdzenie następstwa czy korelacji warstw może się t[-]

czasem udać na drodze określania stosunków ilościowych minerałów frakcji ciężkiej lub stopnia obtoczenia tych minerałów. Jednakże studia takie są żmudne, wyniki muszą być poparte obfitym materiałem obserwacyjnym, gdyż często budzą zastrzeżenia i zarzuty przypadkowości w stwierdzonych stosunkach ilościowych.

Natomiast w profilu pionowym kompleksu osadowego może się zaznaczyć wybitne zróżnicowanie frakcji ciężkiej wówczas, gdy erodowany był masyw krystaliczny obfitujący w minerały nietrwałe a sedymentacja zachodziła w szybko zanurzającej się geosynklinie. Zróżnicowanie to może być wynikiem zmienności materiału pochodzącego ze stopniowo niszczonego górotworu, którego skład petrograficzny rzadko kiedy bywa jednostajny. Również może mieć tu wpływ starzejąca się morfologia terenu, związana z tym powolniejsza sedymentacja oraz intensywniejsze wietrzenie chemiczne minerałów mniej odpornych. Mogłoby się też zaznaczyć w osadzie stopniowe zmniejszanie się liczby gatunków mineralnych, gdyby nie fakt, że zazwyczaj bywa ona kompensowana przez diagenetyczny rozkład minerałów w seriach starszych. Liczba gatunków minerałów może nawet w profilu pionowym wzrosnąć, idąc od warstw starszych do młodszych, jeśli skutkiem wzmożonych ruchów tektonicznych nastąpi odmłodzenie krajobrazu i wypiętrzenie nowych terenów krystalicznych. W podobny sposób, jak to wyżej przedstawiłam, pojmuje znaczenie metody analizy minerałów ciężkich dla stratygrafii K. Łydka *(36)* pisząc, że różne zespoły minerałów frakcji ciężkiej charakteryzują serie skalne powstałe w różnych cyklach sedymentacyjnych.

Ruchy tektoniczne zachodzące w czasie sedymentacji powodują często zmianę kierunku transportu materiału; basen sedymentacyjny może w różnych okresach geologicznych otrzymywać materiał z różnych otaczających go kompleksów skalnych. Klasycznym przykładem zastosowania metody analizy ciężkich minerałów dla uchwycenia rytmu sedymentacji i zmiany kierunku transportu materiału jest praca A. Vatan *(82)*, dotycząca rytmu sedymentacji w kredzie i trzeciorzędzie Akwitanii. Osady kredy górnej i oligocenu, nagromadzone w okresie rozpoczynającej się orogenezy i w czasie głównej fazy diastrofizmu, zbudowane są przeważnie z produktów wietrzenia Pirenejów, które dostarczały minerałów z masywów granitowych i ich osłony metamorficznej; wśród minerałów frakcji ciężkiej charakterystyczne są granat, turmalin i cyrkon. Natomiast w osadach eoceńskich przeważa materiał pochodzący z erozji Masywu Centralnego, który dostarczał staurolitu i dystenu.

W zagadnieniach stratygrafii czwartorzędu metoda minerałów ciężkich daje niekiedy bardzo pomyślne wyniki. V. Leinz *(33)* podaje przykład możliwości rozróżniania margli zwałowych starszego i młodszego zlodo-

wacenia na podstawie zawartości oliwinu, którego jest ponad 10% w mar glach starszych, zwykle poniżej 1% w marglach młodszych.

Z powyższych uwag i przykładów wynika, że w profilu pionowym kompleksu osadowego zaznaczyć się mogą charakterystyczne różnic w stosunkach jakościowych i ilościowych minerałów ciężkich, uprawnia jące niekiedy do ważnych wniosków paleogeograficznych i sedymentolo gicznych, stwarzające ponadto podstawy dla rozgraniczenia serii różneg wieku.

Natomiast pozioma korelacja warstw oparta na metodzie analiz minerałów ciężkich napotyka często na trudności. Przyczyną tych trud ności jest zmiana składu frakcji ciężkiej skutkiem zmiany facjalnej osad oraz segregacja minerałów według ich ciężaru właściwego i kształtu w osa dach równowiekowych o różnej wielkości ziarna. Ponadto wybitny wpływ na zmianę składu frakcji ciężkiej może wywierać zmienność w dopływi materiału detrytycznego, zaznaczająca się zwłaszcza w osadach rzecznych wtedy gdy główne koryto rzeki zasilane jest dopływami niosącymi mate riał z różnych stron.

Jest faktem stwierdzonym, że skład frakcji ciężkiej osadu — nawe w przypadku, gdy materiał pochodzi z jednego źródła — może się zmienia w kierunku poziomym w zależności od grubości ziarna. Fakt ten wynika z obserwacji podanych zarówno w literaturze światowej jak i polskie *(7, 9, 10, 22, 46, 47, 56, 57, 76)*. Wiąże się z tym zagadnienie metodyczn dotyczące sposobu wydzielania i analizy minerałów ciężkich. Baturi zwraca uwagę *(1, 2)*, że większość analiz minerałów ciężkich odnosi się d frakcji 0,05-0,25, gdyż ta frakcja zawiera najwięcej minerałów i pod względem metodycznym najwygodniejsza jest w użyciu. Jednakże — jak podkreśla Preobrażenskij *(49)* — wartość danych dotyczących jakośc i ilości minerałów ciężkich jest tylko wówczas pozytywna, gdy stosunk minerałów oznaczone w poszczególnej frakcji czy frakcjach odpowiadają stosunkom w całym osadzie. W. Cogen *(10)* przytacza fakty, z których wy nika, że przy małych nawet różnicach w wielkości ziarna osadu zachodzą znaczne odchylenia w stosunkach ilościowych minerałów ciężkich.

Nie ma ogólnych prawideł co do koncentracji różnych minerałów ciężkich w różnych frakcjach. Moje obserwacje dotyczące osadów rzecz nych doliny Bugu stwierdziły *(76)*, że ilość granatu wzrasta wraz ze wzro stem wielkości ziarn piasku w granicach 0,05-0,5 mm, ilość zaś amfi bolu równocześnie maleje. Do podobnych wyników dochodzi Hawkes i Smythe *(22)* oraz Pettijohn i Ridge *(47)*. Wyjaśnienie tego faktu wydaje się łatwe, gdy się weźmie pod uwagę kulisty kształt granatu i bardziej płaskie formy amfiboli. Jednakże Thiel *(65)* stwierdza wzrastającą kon centrację hornblendy we frakcjach 0,05-0,5 mm wraz ze wzrastającą gru bością ziarna w tym przedziale wielkości.

Istnieje różnica zdań wśród petrografów, czy wskazane jest wydzielanie minerałów ciężkich z poszczególnych frakcji, czy też z całego osadu. Odnośne dyskusje spotykamy często w nowszej literaturze *(10, 36, 57)*. Z dyskusji tych wynika, że 1⁰ nie można porównywać wyników analiz minerałów ciężkich, jeśli były one przeprowadzone różnymi metodami, 2⁰ w zasadzie poprawną jest metoda wydzielania minerałów ciężkich z całego osadu, mogą się jednak czasem nasunąć trudności natury technicznej (frakcja powyżej 0,5 mm średnicy ziarn nie może być analizowana w normalnych preparatach mikroskopowych), wówczas można wydzielać minerały z pewnych frakcji, jednak nie z jednej ale z kilku, co najmniej z dwóch.

Obok zagadnienia metodycznego nasuwa się problem zasadniczej wagi, czy w ogóle celowe jest podejmowanie próby korelacji warstw, jeśli porównuje się ze sobą skały o różnej wielkości ziarna. Wielu petrografów i geologów wyraża zdanie, że wobec stwierdzonego zróżnicowania składu frakcji ciężkiej w zależności od wielkości ziarna osadu, wszelkie próby są tu nieużyteczne i mogą prowadzić do fałszywych wniosków. Tego zdania jest między innymi Griffiths *(19)* rozważając znaczenie metod petrograficznych dla poszukiwań ropy naftowej.

Warto jednak podkreślić, że według większości dotychczasowych danych segregacja minerałów ciężkich, zależna od wielkości ziarna odmiany facjalnej osadu, prowadzi do zmiany *stosunków ilościowych* w składzie frakcji ciężkiej. Nie stwierdzono natomiast, aby przy takiej segregacji którykolwiek z zasadniczych składników ciężkich zupełnie znikał w pewnej facji osadu.

Wyniki badań piasków i mułków dorzecza Bugu *(76* oraz materiały nie opublikowane), oparte na setkach analiz preparatów mikroskopowych, doprowadziły autorkę do wniosku, że granat i amfibol są zasadniczymi składnikami frakcji ciężkiej tych osadów. Stosunki ilościowe — jak wspomniałam poprzednio — zmieniają się w zależności od wielkości ziarna osadu, lecz nie tylko żaden z wymienionych minerałów nie znika w żadnej próbce, ale stale granat i amfibol występują w przewadze nad innymi składnikami frakcji ciężkiej. Również w prawie każdej próbce obecne są minerały ciężkie towarzyszące głównym składnikom, nawet podrzędne składniki frakcji ciężkiej rzadko kiedy zupełnie znikają.

Na podstawie powyższych wyników dochodzę do wniosku, że korelacja warstw może być wtedy przeprowadzona na podstawie minerałów ciężkich, jeśli w danej serii osadowej występują minerały niezbyt trwałe i mniej pospolite, o których nie można powiedzieć, że są nieodłącznymi satelitami kwarcu w skałach piaszczysto-mułkowych.

Do podobnych wniosków doszli Twenhofel i Tyler *(80)* na podstawie studiów utworów plażowych i płytkowodnych, przylegających do odsło-

nięć skał przedkambryjskich o bardzo urozmaiconym charakterze petrograficznym. Wyniki analiz próbek pobranych na przestrzeni setek kilometrów dowiodły, że *stosunki ilościowe* wśród składników frakcji ciężkiej nie dają wskazówek korelacyjnych. Natomiast autorzy ci są przekonani, że *obecność* pewnych charakterystycznych minerałów ciężkich o znanych właściwościach fizyczno-chemicznych może mieć często duże znaczenie w rozwiązywaniu ważnych zagadnień związanych ze stratygrafią.

W osadach rzecznych, gdzie skład mineralny frakcji ciężkiej może się zmieniać bardzo znacznie na niewielkich przestrzeniach, skutkiem zmienności materiału znoszonego na teren dorzecza z różnych stron, petrograf natrafia często na szczególne trudności w swych próbach korelacji warstw. Zagadnienie powyższe rozpatrywane było już przez Cayeux *(9)*, później przez Krynine'a *(28)*, Rittenhouse'a *(55)* i innych. Autorowie nie podają w swych pracach konkretnych wniosków charakteru ogólnego co do korelacji warstw osadów kopalnych. Uparty entuzjasta metody ciężkich minerałów może i w przypadku zawiłych litologicznie i genetycznie terenów próbować szczęścia przy użyciu tej metody, a może czasem przy użyciu systematycznego wkładu pracy osiągnąć i tutaj pomyślne wyniki.

Na podstawie przeglądu literatury oraz własnych obserwacji nasunęły mi się następujące wnioski co do użyteczności metody analizy minerałów ciężkich dla zagadnień paleogeograficznych i stratygraficznych:

1⁰ Niektóre składniki frakcji ciężkiej osadów, a zwłaszcza składniki mało odporne na wietrzenie i transport, mogą w wielu przypadkach rozstrzygnąć o charakterze petrograficznym źródła materiału detrytycznego.

2⁰ Systematycznie przeprowadzona analiza składu mineralnego serii osadowej w profilu pionowym daje niekiedy podstawy do rozgraniczenia warstw różnowiekowych. Pomyślne wyniki uzyskać można szczególnie w tym przypadku, gdy skład frakcji ciężkiej zmienia się nie tylko w stosunkach ilościowych minerałów, ale także w warstwach różnowiekowych występują w nim odmienne charakterystyczne gatunki mineralne; przewodnie znaczenie mają tu przede wszystkim minerały mało trwałe. Zmiana stopnia obtoczenia minerałów ciężkich w warstwach różnego wieku może mieć również znaczenie dla zagadnień stratygraficznych.

3⁰ Zmienność składu frakcji ciężkiej osadu może niekiedy rzucić światło na przebieg i nasilenie ruchów tektonicznych oraz pozwolić na uchwycenie rytmu w sedymentacji.

4⁰ Najmniej wdzięczną okazała się dotąd metoda analizy minerałów ciężkich dla zagadnień korelacji warstw, wobec zmienności składu frakcji ciężkiej wraz ze zmianą facjalną osadu oraz możliwości mieszania się materiału pochodzącego z różnych źródeł. W przypadku jednak występowania charakterystycznych i mało trwałych minerałów w pewnych se-

riach osadowych systematyczna analiza frakcji ciężkich może czasem dać pomyślne wyniki.

5[0] Nie wolno jest zaniechać nigdy metody analizy minerałów ciężkich osadów bogatych w materiał okruchowy, gdyż nie można przewidzieć, czy właśnie wyniki tej analizy nie będą kluczem do rozwiązania ważnych zagadnień geologicznych.

PRZYKŁADY UŻYTECZNOŚCI METODY MINERAŁÓW CIĘŻKICH, ZACZERPNIĘTE Z DOROBKU PETROGRAFII POLSKIEJ

Przegląd literatury światowej da nam najlepszą odpowiedź na pytanie, czy analiza minerałów ciężkich jest pożyteczna w rozwiązywaniu zagadnień geologicznych. Ważniejsze odnośne pozycje zostały przytoczone w załączonym spisie literatury. Omówienie wyników tych prac wymagałoby napisania dzieła o objętości podręcznika, gdy tymczasem pisząc ten artykuł miałam na celu tylko podanie pewnych uwag nad użytecznością metody.

Przykłady zaczerpnięte z naszego skromnego dorobku, który wszakże dostarczył niektórych cennych wyników, przytoczone są w nawiązaniu do wyników petrografii regionalnej Polski.

Metoda analizy minerałów ciężkich nie była dotąd systematycznie stosowana do skał *z terenu Tatr,* dlatego trudno jest w chwili obecnej ocenić jej znaczenie dla zagadnień paleogeografii i stratygrafii skał osadowych Tatr. Badacze tych osadów natrafiają tu często na trudności natury technicznej wobec wysokiego stopnia diagenezy wielu serii i trudności w przygotowaniu próbek do analizy. Analiza osadów werfeńskich i kajprowych *(72, 75)* stwierdziła obecność w nich przeważnie tylko pospolitych minerałów ciężkich jak cyrkon, brunatny lub niebiesko-zielony turmalin. Rzadziej występuje tu granat, rutyl, epidot, zoizyt. Występowanie amfibolu jest wątpliwe. Spotykane w tych osadach baryt i syderyt są przypuszczalnie epigenetyczne. Tokarski i Oberc *(69)* stwierdzili w eocenie tatrzańskim obecność granatu, cyrkonu, rutylu, epidotu, staurolitu i turmalinu. Interesująca jest tu obecność staurolitu, nie stwierdzonego dotąd w osadach triasu tatrzańskiego. Być może w okresie trzeciorzędowym wydźwignięty został jakiś kompleks skalny, zakryty lub nie erodowany w ciągu triasu, a zbudowany ze skał metamorficznych czy osadowych zawierających staurolit.

Więcej materiału dla wniosków geologicznych dostarczyły prace nad skałami osadowymi *Karpat fliszowych.* W związku z badaniami piaskowców inoceramowych i eoceńskich okolic Ciężkowic stwierdził Zerndt *(84)* w tych skałach obok minerałów trwałych także obecność hornblendy zwyczajnej i bazaltowej, apatytu i granatu. Wiążąc pochodzenie piaskowców z materiałem prakarpackim autor przypuszcza, że w skład trzonu Pra-

karpat wchodziły skały magmowe głębinowe i wylewne oraz skały metamorficzne.

Zerndt przeprowadził również próbę uzyskania wniosków paleogeograficznych na podstawie różnej morfologii minerału tak odpornego jak cyrkon, który może być, zdaniem autora, minerałem przewodnim *(84, 86)*. Badając szczegółowo morfologię cyrkonów z granitów i gnejsów tatrzańskich, porfirów krakowskich, egzotyków i piaskowców karpackich, granitów wołyńskich i sudeckich oraz z głazów narzutowych okolic Krakowa i Łodzi, stwierdza on analogię morfologii kryształtów cyrkonu piaskowca ciężkowickiego z cyrkonem granitu z Bugaja oraz z granitów sudeckich.

Małkowski *(38)* i Jaksa-Bykowski *(8)* analizowali piaskowce fliszu granicznego i magurskiego okolic Krościenka nad Dunajcem i stwierdzili w nich obecność granatu i apatytu obok minerałów odpornych. Autorowie ci wiążą również pochodzenie materiału z trzonem Prakarpat.

W wynikach swej pracy z r. 1931 podaje Jaskólski *(24)*, że w formacji kredowej, a zwłaszcza w piaskowcu jamneńskim charakterystycznymi minerałami ciężkimi są: czarny turmalin, rutyl, staurolit, epidot i dysten. Rzadszy niż w innych, młodszych piaskowcach fliszowych jest tutaj granat. W serii dolnokrośnieńskiej przeważa natomiast granat i pojawia się różowy turmalin, brak jest turmalinu czarnego. — Również w wynikach pracy z r. 1939 *(25)* podkreśla Jaskólski, że w młodszych poziomach karpackich występują głównie minerały charakterystyczne dla skał metamorficznych, mianowicie granat i staurolit, co jest, zdaniem autora, wynikiem postępującej zwolna erozji skał prakarpackich.

W r. 1947 ukazała się praca J. Tokarskiego *(68)* dotycząca minerałów ciężkich profilu Oporu w Karpatach Wschodnich oraz profilu Żółków w Karpatach Zachodnich. Analizy ilościowe frakcji ciężkiej były tu wykonane dla każdej większej jednostki stratygraficznej od warstw inoceramowych do krośnieńskich. Występują tu na ogół te same składniki mineralne, ale w różnych stosunkach ilościowych. Jedynie w serii inoceramowej występują składniki w innych seriach nieobecne, mianowicie dysten i andaluzyt obok innych, we wszystkich badanych seriach obecnych minerałów, do których należą: turmalin, rutyl, staurolit, cyrkon i granat. W całej tej serii fliszowej wyraźnie antagonistycznie zachowują się cyrkon i granat; ilość cyrkonu wzrasta od warstw inoceramowych do hieroglifowych, a potem stale spada, wprost przeciwnie zachowuje się granat. Obserwacje Tokarskiego stwierdzające wzrost ilości granatu w młodszych poziomach fliszowych są zatem zgodne z wynikami Jaskólskiego. Tokarski stwierdza poza tym inne prawidłowości w badanej serii: rutyl spada począwszy od warstw polanickich, staurolit pojawia się w największym procencie w warstwach inoceramowych, turmalin aż do warstw polanickich występuje w dość znacznych ilościach, które w następstwie spadają;

w warstwach krośnieńskich jego procent jest nieznaczny i mniej więcej stały.

Wyniki pracy A. Oberca dotyczące stratygrafii warstw krośnieńskich na podstawie minerałów ciężkich znane są dotąd jedynie z komunikatu J. Tokarskiego z r. 1947 *(68)*. Z komunikatu powyższego wynika, że w różnych poziomach warstw krośnieńskich występują charakterystyczne zespoły minerałów ciężkich. Szczegółowe wyniki prac autora nie zostały jeszcze opublikowane.

Skały osadowe *terenu krakowskiego* dopiero w latach powojennych obudziły żywsze zainteresowanie petrografów. Minerały ciężkie osadów karbońskich były co prawda w 1927 r. opisane przez Niewiestina *(42)*, jednak autor nie podał na podstawie tych minerałów żadnych wniosków geologicznych. Wymienia on minerały następujące: biotyt, granat, turmalin, cyrkon, apatyt, rutyl.

Analizowane w latach ostatnich przez K. Łydkę *(36)* warstwy libiąskie zawierają znaczne ilości granatu, którego ilość dochodzi do 4% osadu. Tę znaczną koncentrację wiąże autor z erozją trzonów prakarpackich i szybką sedymentacją, o czym świadczy znaczny procent skaleni w szarogłazach warstw libiąskich. Obok granatu charakterystyczne dla warstw libiąskich są staurolit i dysten. W arkozie kwaczalskiej analizowanej przez K. Łydkę i autorkę tego artykułu *(78)* ilość granatu spada w stosunku do odporniejszych minerałów, co pozostaje przypuszczalnie w związku z dojrzewającą stopniowo morfologią terenu i powolniejszą sedymentacją materiału. W piaskowcu karniowickim stosunki we frakcji ciężkiej są podobne jak w arkozie kwaczalskiej, spada jednak znacznie ilość dystenu w stosunku do ilości staurolitu. K. Łydka, któremu zawdzięczamy wyniki analiz tego piaskowca *(36)*, przypuszcza, że piaskowiec karniowicki jest produktem przerobienia arkozy kwaczalskiej; proces powtórnej przeróbki materiału osadowego prowadzi do częściowego zniszczenia ziarn dystenu, który dzięki swej dobrej łupliwości łatwiej ulega rozdrobnieniu niż staurolit i przechodzi do frakcji ilastych.

Należący już do permu zlepieniec myślachowicki analizowany był również przez K. Łydkę *(36)*. W spoiwie piaszczystym tego zlepieńca przeważają następujące minerały ciężkie: biotyt, spinel, magnetyt i cyrkon; w niektórych próbkach stwierdzono też obecność turmalinu i dystenu. Obecność wymienionych minerałów skłania autora do przypuszczenia, że materiał budujący zlepieńce myślachowickie pochodził z wapieni węglowych i dewońskich oraz ze skał magmowych, które jako otoczaki wchodzą niekiedy w skład zlepieńca; lokalnie został domieszany materiał z arkozy kwaczalskiej, o czym świadczy obecność dystenu.

Na podstawie powyższych wyników prac dotyczących minerałów ciężkich karbonu i permu Okręgu Krakowskiego stwierdzamy, że analiza

tych minerałów dała cenne przyczynki dla wskazania źródła materiał osadów oraz przebiegu procesów tektonicznych i erozyjnych w górnym karbonie i dolnym permie. Wnioski na temat użyteczności tych analiz dl celów korelacyjnych byłyby jeszcze przedwczesne. Skład frakcji ciężkie skał z różnych odsłonięć tych samych warstw jest wprawdzie dość jedno stajny, porównywane analizy dotyczą jednak wyłącznie skał o podobne strukturze i wykształceniu facjalnym.

Znaczenie minerałów ciężkich jako wskaźnika źródła materiału de trytycznego przedstawia praca L. Kotera *(27)*, dotycząca glin ogniotrwa łych. Wśród minerałów ciężkich glin oraz wkładek piaszczysto-mułkowych stwierdził autor obecność tych samych minerałów, jakie występują w arkozie kwaczalskiej, a w szczególności dystenu i staurolitu. Fakt ten skłania do przypuszczenia, że materiał detrytyczny glinek pochodzi przy najmniej częściowo z piaskowców karbońskich, a w każdym razie z tego samego masywu krystalicznego, który dostarczał materiału dla tych pia skowców.

Analizy minerałów ciężkich skał osadowych *Gór Świętokrzyskich* są dość liczne, lecz wyniki prac różnych autorów nie zawsze są zgodne.

W piaskowcach dolno-kambryjskich wschodniej części Gór Święto- krzyskich stwierdził Radziszewski *(50)* wielką obfitość minerałów cięż- kich i bardzo liczne ich gatunki. Obok pospolitych i trwałych minerałów zauważył autor następujące: granat, chromit, diopsyd, enstatyt, hornblen- da bazaltowa i zwyczajna, egiryn, tytanit, oliwin, biotyt, fluoryt i korund. Na podstawie obecności tych minerałów wnioskuje Radziszewski, że ma- teriału detrytycznego dostarczały skały magmowe jak granity amfibolowe i alkaliczne, sjenity, dioryty, pegmatyty, aplity, skały gabro-norytowe — oraz różne skały metamorficzne. Masywem dostarczającym tych skał mógł być Masyw krystaliczny Wołyńsko-Ukraiński.

Wyniki prac Radziszewskiego nasuwają pewne niewyjaśnione dotąd zagadki. W analizowanych skałach kambryjskich skalenie występują w nieznacznej ilości i plagioklazy są na ogół zwietrzałe. W stanie świeżym zachowały się jedynie skalenie alkaliczne. Nie jest wobec tego zrozumiałe, w jaki sposób mogły się tu zachować minerały ciężkie mało trwałe, a zwłaszcza oliwin, co do którego liczne obserwacje wskazują, że wystę- puje tylko w utworach czwartorzędowych. Również co do źródła materiału detrytycznego nasuwają się zastrzeżenia, gdyż nie wszystkie wymienione minerały ciężkie mogły pochodzić z Masywu Wołyńsko-Ukraińskiego.

Odmienny zespół minerałów w skałach kambryjskich Gór Święto- krzyskich został stwierdzony przez Morawieckiego *(40)* i Kuhla *(30)*. W kwarcytach łysogórskich obok minerałów trwałych stwierdził Mora- wiecki jedynie obecność apatytu, podejrzewa on co prawda także obecność amfibolu, minerał ten nie dał się jednak dokładnie oznaczyć. W utworach

środkowo-kambryjskich Gór Pieprzowych koło Sandomierza z mniej odpornych minerałów wymienia Kuhl jedynie granat i piroksen; zauważył on również dysten, nie stwierdzony w utworach dolnego kambru.

Dużą wagę przywiązują geologowie polscy do pracy Pawlicy z r. 1919 dotyczącej rud ilastych Starachowic *(44)*. Autor omawia w tej pracy nie tylko skład mineralny i genezę złoża rud, lecz także osady im towarzyszące i występujące w ich stropie. Wśród minerałów ciężkich piaskowca starachowickiego wymienia Pawlica, obok najpospolitszych i trwałych jak: cyrkon, rutyl, turmalin i tlenki żelaza, wiele innych, a mianowicie: hypersten, augit, egiryn, amfibol zwyczajny i bazaltowy, glaukofan, zoizyt, epidot, ortyt, granat, tytanit, andaluzyt i fluoryt. Te same minerały, a obok nich wezuwian, znalazł Pawlica w równowiekowym piaskowcu szydłowieckim. Na podstawie minerałów ciężkich wnioskuje Pawlica, że materiału dostarczały granity i sjenity alkaliczne, ponadto gabra i noryty oraz łupki krystaliczne.

W swej pracy o utworach retyko-liasowych okolic Starachowic podaje Pawlica także wyniki analiz piaskowca tumlińskiego, należącego do serii piaskowca pstrego. Skład frakcji ciężkiej jest tu nieco odmienny niż w wyżej wymienionych osadach. Brak jest glaukofanu i egirynu, bardzo rzadka jest hornblenda zielona i hypersten. Natomiast bardzo obficie występuje tu hornblenda bazaltowa i zoizyt. Pawlica przypuszcza więc, że masyw dostarczający materiału dla piaskowca pstrego miał odmienny charakter petrograficzny niż masyw, z którym genetycznie związane były piaskowce retyko-liasu. W zaraniu epoki mezozoicznej leżał on na południowy zachód od dzisiejszej Polski.

W odniesieniu do wyników prac Pawlicy nasuwają się podobne trudności, co w przypadku faktów przedstawionych przez Radziszewskiego. Skalenie w piaskowcach okolic Starachowic są zupełnie rozłożone, natomiast zachowały się tak nietrwałe minerały jak egiryn i glaukofan.

Późniejsze analizy piaskowca szydłowieckiego wykazały znacznie prostszy skład frakcji ciężkiej niż podaje Pawlica [2]. Zauważono tu jedynie turmalin, rutyl, cyrkon, piroksen jednoskośny oraz nie wymienione przez Pawlicę staurolit i dysten. Podobny zespół stwierdzono w piaskowcu pstrym z okolic Skarżyska, zauważono tu również granat i epidot. Powyższe niezgodności w wynikach analiz będą zapewne w przyszłości rozstrzygnięte na podstawie większej ilości materiału analitycznego.

W związku z opracowaniem środkowo-jurajskich złóż rud oolitowych w Parczowie analizuje Kuźniar *(31)* minerały detrytyczne. Wśród składników ciężkich wymienia on następujące: ilmenit, hematyt, cyrkon, turmalin, rutyl, granat, spinel, muskowit i epidot. Epidotu nie można było jed-

---

[2] Nieopublikowane analizy wykonane przez autorkę artykułu.

nak dokładnie oznaczyć. Autor stwierdza, że cały ten zespół minerałów ciężkich ma tak kosmopolityczne oblicze, że nie można podać żadnych wniosków co do obszarów, z których one mogły pochodzić. Jego zdaniem wszystkie te minerały należą do odpornych na czynniki wietrzeniowe i prawdopodobnie odbyły długą drogę od źródła materiału detrytycznego.

Porównanie wyników Pawlicy i Kuźniara wskazuje na zupełnie odmienny przebieg i kierunek transportu materiału detrytycznego osadów dolnej i środkowej Jury Gór Świętokrzyskich.

W piaskowcach albskich antykliny rachowskiej, analizowanych przez autorkę *(73)*, występują obok cyrkonu, rutylu i turmalinu następujące minerały charakterystyczne: staurolit, dysten, granat, biotyt, piroksen rombowy i jednoskośny. Jedynie piroksen pochodzi przypuszczalnie ze skał magmowych (być może ze skał zasadowych Gór Świętokrzyskich), inne mogły mieć swe źródło w starszych skałach osadowych.

Przyczynkiem do charakterystyki minerałów ciężkich Gór Świętokrzyskich jest praca mineralogiczno-krystalograficzna Wojciechowskiego dotycząca morfologii mikroskopowych cyrkonów skał dolno-kambryjskich wschodniej części Gór Świętokrzyskich *(83)*. Autor stwierdza pewne podobieństwo cyrkonów pochodzących ze skał opisanych przez Radziszewskiego do cyrkonów opracowanych przez Zerndta *(86)* z kwarcytów Gór Świętokrzyskich. Jednakże — zdaniem autora — materiał analizowany nie był dostatecznie obfity, aby móc rozstrzygnąć, czy cyrkony Gór Świętokrzyskich odznaczają się swoistą morfologią w porównaniu z cyrkonami obszarów sąsiednich. Nie można też uzyskać konkretnych wniosków co do pochodzenia tych minerałów.

Na podstawie wszystkich dotychczasowych opracowań minerałów ciężkich Gór Świętokrzyskich uzyskaliśmy cenny materiał dla wniosków geologicznych, który wymaga jednak sprawdzenia i uzupełnienia drogą systematycznych badań mineralogiczno-petrograficznych na całym obszarze tych gór i w seriach różnego wieku.

W utworach sarmackich okolic Rybnicy i Dwikoz koło Sandomierza stwierdził K. Łydka *(34)* obecność cyrkonu, dystenu, staurolitu, rutylu i turmalinu. Pochodzenie materiału tych utworów wiąże autor ze starszymi skałami osadowymi Gór Świętokrzyskich. Warto podkreślić, że na podstawie badań K. Łydki i autorki artykułu dysten i staurolit stanowią zespół minerałów występujący stale w różnych seriach osadowych Gór Świętokrzyskich i że praźródła materiału należy szukać wśród jednolitego kompleksu skał metamorficznych, który dziś już nigdzie w sąsiedztwie nie jest odsłonięty.

Na *Wyżynie Lubelskiej* opracowano minerały ciężkie górnej kredy, oligocenu, sarmatu i niektórych utworów preglacjalnych i czwartorzędowych.

Wśród składników detrytycznych górnej kredy wymienia Sujkowski (63) granat, turmalin, dysten i cyrkon. Stwierdza on, że wszystkie te minerały, bardzo odporne na wietrzenie, mogą przechodzić nienaruszone przez kilka kolejno przerabianych osadów i wskutek tego mają małe znaczenie dla określenia źródła materiału.

W utworach oligoceńskich i sarmackich okolic Chełma, analizowanych przez autorkę *(74)*, występuje podobny zespół minerałów jak w piaskach albskich. Dysten i staurolit stanowią tu znów charakterystyczny zespół. Różnice w składzie ilościowym minerałów ciężkich piasków oligoceńskich i sarmackich mogą być wynikiem różnej wielkości ziarna tych piasków.

W pracy dotyczącej preglacjału i najstarszego plejstocenu Wyżyny Lubelskiej *(23)* minerały ciężkie odegrały rolę wskaźnika rozstrzygającego w odgraniczeniu utworów plejstoceńskich od preglacjalnych. Piaski preglacjalne mają skład frakcji ciężkiej podobny do osadów sarmackich, oligoceńskich i albskich. W piaskach i mułkach plejstoceńskich pojawia się hornblenda, głównie zielona, rzadziej brunatna lub aktynolit, wybitnie wzrasta procent granatu nielicznego w osadach starszych. Ponadto pojawiają się w osadach plejstoceńskich nieobecne w utworach starszych: apatyt, chloryt, epidot, zoizyt, korund, sylimanit i tytanit.

Piaski morenowe, wydmowe i plażowe okolic Puław były analizowane przez Trembaczowskiego *(70)*. Wśród minerałów ciężkich we wszystkich piaskach przeważa granat, ponadto występują: rutyl, cyrkon, turmalin, staurolit, dysten, pirokseny, amfibole, biotyt. Autor wnioskuje, że wszystkie piaski czerpały swój materiał głównie z głazów narzutowych i nie znajduje wskazówek co do udziału materiału trzeciorzędowego. Możnaby się doszukać takiego udziału w charakterystycznym stowarzyszeniu staurolitu i dystenu, jednak i te minerały mogą pochodzić ze skał skandynawskich.

Piaski wydmowe okolic Warszawy były analizowane przez Małkowskiego *(37)*. Stwierdził on w nich obecność następujących minerałów ciężkich: cyrkon, rutyl, anataz, turmalin, apatyt, andaluzyt, sylimanit, dysten, staurolit, epidot, tytanit, oliwin, hypersten, augit, hornblenda, biotyt, magnetyt, granat, spinel. Minerały te, charakterystyczne dla skał magmowych i metamorficznych, są według autora genetycznie związane z głazami narzutowymi, pochodzącymi ze skał skandynawskich.

Wyniki pracy dotyczącej utworów rzecznych doliny Bugu *(76)* rozpatrzyłam już częściowo w poprzednich rozdziałach. Podkreśliłam, że we wszystkich piaskach i mułkach przeważają granat i hornblenda zielona, których stosunek jest zmienny w zależności od wielkości ziarna osadu. Z innych minerałów ciężkich występują jeszcze w znaczniejszym procencie: staurolit, dysten, pirokseny, cyrkon i turmalin. W nieznacznych zazwyczaj

ilościach pojawiają się: rutyl, apatyt, epidot, andaluzyt, biotyt, chlory i korund. Materiału dla osadów dostarczyły głazy narzutowe i piaski plejstoceńskie oraz w zmiennym stosunku domieszany materiał trzeciorzędowy, ujawniający się w obecności glaukonitu w różnych próbkach piasków dorzecza Bugu.

Uważny przegląd przedstawionych tu wyników prac, które wiążą się z zagadnieniem znaczenia metody ciężkich minerałów dla wniosków geologicznych, nie powinien nikogo skłaniać do zarzucenia tej metody. Przeciwnie — wiele spośród osiągniętych rezultatów wybitnie zachęca do systematycznego studium minerałów ciężkich w skałach osadowych Polski. W wielu przypadkach wyniki prac naszych petrografów dostarczyły ważnych materiałów dla wniosków paleogeograficznych i sedymentologicznych. Mniejszym powodzeniem cieszyło się dotychczas rozwiązywanie zagadnień stratygraficznych. Nie znaczy to, aby metoda analizy ciężkich minerałów była tu zupełnie nieprzydatna. Pomyślnych wyników można się spodziewać jednak tylko wówczas, gdy każdy kompleks osadowy będzie studiowany systematycznie.

Zakład Petrografii Skał Osadowych U. W.
Warszawa, w styczniu 1955 r.

LITERATURA CYTOWANA

1. BATURIN V. P. Nekotorye voprosy petrografii v izučenii četvertičnych otłożenij Russkoj platformy. — Trudy Assoc. po izuč. četvert. perioda, 3. 1933.
2. — Paleogeografia po terrigennym komponentam. ONTI. 1937.
3. BOSWELL P. G. H. On the mineralogy of sedimentary rocks. A series of essays and a bibliography. London 1933.
4. BOWEN N. L. The evolution of the igneous rocks. Princeton 1928.
5. BRAMLETTE M. N. Natural etching of detrital garnet. — Amer. Miner., vol. 1[illegible] pp. 336-337. 1929.
6. — The stability of minerals in sandstones. — J. Sedim. Petrol., vol. 11, pp. 32-36. 1941.
7. BURRI C. Sedimentpetrographische Untersuchungen an alpinen Flusssanden Die Sande des Tessin. — Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. IX, H. 2. 1929.
8. BYKOWSKI-JAKSA CZ. Przyczynek do charakterystyki petrograficznej fliszu magórskiego okolic Krościenka nad Dunajcem (Contribution à l'étude pétrographique du Flysch de Magoura des environs de Krościenko sur le Dunajec). — Arch. Mineral., t. I, s. 123-40. 1925.
9. CAYEUX L. Les roches sédimentaires de France. Roches siliceuses. Paris. 192[illegible]
10. COGEN W. M. Some suggestions for heavy mineral investigations of sediments. — J. Sedim. Petrol., vol. V. 1935.
11. DAUBRÉE A. Sur la distribution de l'or dans la plaine du Rhin et sur l'extraction de ce métal. — Ann. Mines, pp. 3-26. Paris, 1846.
12. DÉVERIN L. Minéraux authigènes dans les roches sédimentaires. — Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. V, pp. 433-434.

13. DREIMANIS A. & REAVELY G. H. Differentiation of the lower and upper till along the north shore of Lake Erie. — J. Sedim. Petr., vol. 23, No. 4, pp. 238-260. 1953.
14. DRYDEN L. & DRYDEN C. Comparative rates of weathering of some common heavy minerals. — Ibidem, vol. 16, No. 3. 1946.
15. DUPLEIX S. Étude minéralogique des sédiments sableux des nappes alluviales anciennes de Gave de Pau et de l'Adour. — Bull. Soc. Géol. France, t. 3, f. 4-6. 1954.
16. FOUQUÉ F. Santorin et ses éruptions. 1879.
17. FRIESE F. W. Untersuchungen von Mineralien auf Abnutzbarkeit bei Verfrachtung in Wasser. — Schweiz. Min. Petr. Mitt., vol. 41, pp. 1-7. 1931.
18. GOLDICH S. A. A study in rock weathering. — J. Geol., vol. 46, pp. 17-58. 1938.
19. GRIFFITHS J. C. Sedimentary petrography and oil industry. — J. Sedim. Petr., vol. 17, No. 1. 1947.
20. HATCH F. H & RASTALL R. H. The petrology of the sedimentary rocks. 3rd ed. London 1952.
21. HAÜY R. J. Traité de minéralogie. I-ère éd. Paris 1801.
22. HAWKES L. & SMYTHE J. A. Garnet-bearing sands of the Northumberland Coast. — Geol. Mag., vol. 68, pp. 345-361, 1931.
23. JAHN A. & TURNAU-MORAWSKA M. Preglacjał i najstarsze utwory plejstoceńskie Wyżyny Lubelskiej (Preglacial and oldest Pleistocene deposits of the Lublin Upland) — Biul. P. I. G., 65. 1952.
24. JASKÓLSKI S. Materiały do geologii i petrografii fliszu karpackiego okolic Rymanowa (Contribution to the geology and petrography of the Carpathian Flysch in the vicinity of Rymanów). — Spraw. P. I. G., VI, s. 697-741. 1931.
25. — Wstęp do charakterystyki petrograficznej niektórych seryj ropnych polskich Karpat fliszowych (Einführung in die petrographische Charakteristik gewisser ölführenden Schichtfolgen der polnischen Flyschkarpaten). — Biul. P. I. G., 23, s. 1-97. 1939.
26. JURK I. & RJABOKOŃ S. M. Ob istočnikach rutila v alluvjalnych otloženijach. — Dokl. Akad. Nauk SSSR, t. LXXIV, No. 3. 1951.
27. KOTER L. Petrogeneza glin ogniotrwałych okolic Grójca (praca magisterska niedrukowana). 1952.
28. KRYNINE P. D. Provenance versus mineral stability as a controlling factor in the composition of sediments. — Bull. Geol. Soc. Am., vol. 53, pp. 1850-1851. 1942.
29. — The tourmaline group in sediments. — J. Geol., vol. 54, pp. 65-87. 1946.
30. KUHL J. Sprawozdanie z badań petrograficznych nad utworami środkowo-kambryjskimi Gór Pieprzowych koło Sandomierza. — Pos. Nauk P. I. G. 29, s. 24-26. 1931.
31. KUŹNIAR Cz. Złoże rud żelaznych oolitowych w Parczowie (Les minerais de fer oolithique à Parczow, près d'Opoczno). — Spraw. P. I. G., IV, s. 3/4, s. 710-763. 1928.
32. LASSAIGNE J. L. Analyse d'un sable titanifère de Madagascar. — Ann. Mines., VI, pp. 457-458. Paris 1821.
33. LEINZ V. Ein Versuch Geschiebemergel nach dem Schwermineraliengehalt stratigraphisch zu gliedern. — Zsch. Geschiebeforsch., Bd. 9. 1933.
34. ŁYDKA K. Utwory sarmackie okolic Rybnicy i Dwikoz. Szkic petrograficzny (Sarmatian deposits of Rybnica and Dwikozy, district Sandomierz). — Ann. Univ. M. Curie-Skłodowska, vol. V, 1, Sectio B. Lublin 1950.

35. — Materiały do znajomości miocenu Roztocza (Materials to the knowledge o the Roztocze Lubelskie Miocene). — Biul. I. G., 71. 1954.
36. — Studia petrograficzne nad permokarbonem krakowskim. W druku.
37. MAŁKOWSKI St. O wydmach piaszczystych okolic Warszawy (Les dune éoliennes des environs de Varsovie). — Prace T. N. W., Wydz. III, Nr 2 s. 1-48. 1917.
38. — Sprawozdanie z badań fliszu magórskiego i fliszu granicznego w okolic Krościenka nad Dunajcem (C.-R. des recherches géologiques du Flysch de environs de Krościenko sur le Dunajec). — Spraw. P. I. G., II, s. 17-28. 192
39. MILNER H. B. Sedimentary petrography. 3rd ed. London 1940.
40. MORAWIECKI A. Przyczynek do znajomości kwarcytów łysogórskich (Contri bution à la connaisance des quarzites des Łysogóry, Massif de Ste Croix). - Arch. Mineral., t. III, s. 114-118. 1927.
41. MÜLLER R. Tscherm. Min. Petr. Mitt., XXVII, pp. 25-48. 1877. Ref. Boswell ni podając tytułu pracy.
42. NIEWIESTIN A. Badania geologiczne warstw nadredenowych niecki bytomskie (Geological research of the upper-Reden strata of the Bytom syncline). - Roczn. P. T. Geol., t. IV, 1927, s. 135-169. 1928.
43. OBERC A. Stratygrafia warstw krośnieńskich na podstawie ciężkich minera łów. — Spraw. P. A. U., t. XLVIII, No. 6, s. 233, 1947.
44. PAWLICA W. Ilaste rudy żelazne Starachowic (Sur les minerais de fer argileu de Starachowice). — Spraw. P. I. G., I, s. 1-71. 1920.
45. PETTIJOHN F. J. Persistence of heavy minerals and geologic age. — J. Geol vol. 49, pp. 610-625. 1941.
46. — Sedimentary rocks. New York 1949.
47. PETTIJOHN F. J. & RIDGE J. D. A mineral variation series of beach sand from Cedar Point, Ohio. — J. Sedim. Petr., vol. 3, No. 2, pp. 92-94. 1933.
48. POPOW S. Sur le sable de magnétite et de grenat des côtes de la péninsule d Taman. — C.-R. Ac. Sci. de Russie. Ref. N. Jb. Min. etc. Referate. 1927.
49. PREOBRAŽENSKIJ J. O podčetach mineralnogo petrografičeskogo sostava obło močnych osadočnych porod. — Akad. Beljankinu k semidesiatil. so dnja rožd Akad. Nauk SSSR, Inst. Geol. Nauk. 1946.
50. RADZISZEWSKI P. Przyczynek do petrografii dolnego kambru we wschodnie części Gór Świętokrzyskich (Contribution à la pétrographie du Cambrie inférieur dans la partie orientale du Massif de Ste-Croix, Pologne Centrale). - Spraw. P. I. G., IV, s. 500-535. 1928.
51 RÉAUMUR R. A. F. Essais de l'histoire des rivières et des ruisseaux du Royaum qui roulent des Paillettes d'Or. — Mém. Acad. Roy., pp. 68-88. 1718.
52. REED R. D. Role of heavy minerals in the Coalinga Tertiary formations. - Econ. Geol., XIX, pp. 730-749. 1924.
53. REICHE P. Graphic representation of chemical weathering. — J. Sedim. Petr vol. 13, pp. 58-68. 1943.
54. RETGERS J. W. Ueber die mineralogische und chemische Zusammensetzung de Dünensande Hollands. — N. Jb. Miner. etc. 1895.
55. RITTENHOUSE G. The transportation and deposition of heavy minerals. — Bul Geol. Soc. Am., vol. 54, pp. 1725-1780. 1943.
56. RUBEY W. W. The size distribution of heavy minerals within waterlaid sand stone. — J. Sedim. Petr., vol. 3, pp. 3-29. 1933.
57. RUCHIN L. B. Osnovy litologii. Leningrad-Moskva 1953.

58 RUSSEL R. D. The size distribution of minerals in Mississippi River sands. — J. Sedim. Petr., vol. 56, pp. 125-142. 1935.

59. SIDWELL P. Aid of sedimentary petrolcgy to the discovery of oil. — Ibidem, vol. 13, No. 3. 1943.

60. SMITHSON T. The mineralogy of arenaceous deposits. — Sci. Progress, January 1950.

61. SORBY H. C. On the microscopical characters of sands and clays. — Monthly Microsc. J., XVII, pp. 119-136. 1877.

62. SPENCER E. Albite and other authigenic minerals in limestones from Bengal. — Min. Mag. XX, No. 110, pp. 365-391. 1925.

63. SUJKOWSKI Z. Petrografia kredy Polski. Kreda z głębokiego wiercenia w Lublinie w porównaniu z kredą niektórych innych obszarów Polski (Étude pétrographique du Crétacé en Pologne). — Spraw. P. I. G., VI, s. 485-628. 1931.

64. ŠVEČOV M. S. Petrografia osadočnych porod. — Gos. Izd. Geol. Lit. Min. Geoł. SSSR. 1948.

65. THIEL G. A. Glacio-lacustrine sediments reworked by running water. — J. Sedim. Petr., II, pp. 68-75. 1932.

66 THOULET J. Notes de lithologie sous-marine. — Ann. Inst. Océanogr., V, f. 9, 1913.

67. THÜRACH H. Ueber das Vorkommen mikroskopischer Zircone und Titanmineralien in den Gesteinen. — Verh. Phys. Med. Ges. Würzburg, XVIII, pp. 203-284. 1884.

68. TOKARSKI J. Ciężkie minerały jako wskaźniki stratygraficzne serii fliszowych (Heavy minerals as stratigraphical marks of Flysch series). — Nafta, t. 3, nr 9, s. 261-264. 1946. Także: Bull. Acad. Pol. Sci. Lettr., S. A. 1947.

69. TOKARSKI J. & OBERC A. Z petrografii eocenu Tatr (Contribution to the petrography of the Eocene of the Tatra Mts.). — Roczn. P. T. Geol., XXI, (1951), z. 4. 1952.

70. TREMBACZOWSKI J. Próba wyjaśnienia pochodzenia piasków plaży i wydm w Puławach (Origin of beach- and dune-sands in Puławy). — Ann. Univ. M. Curie-Skłodowska, B. III, s. 67-78. 1948.

71. TSCHIRWINSKIJ P. N. Petrographische Untersuchung der dunklen Sande vom nördlichen Strande des Azovischen Meeres. — Verh. Russ. Min. Ges., 54, 1925. Ref. N. Jb. Miner. etc., Abt. A, Bd. 1. 1927.

72. TURNAU-MORAWSKA M. Permotrias lądowy Tatr i jego stosunek do trzonu krystalicznego (Permian and Triassic continental facies of Tatra and their relation to the crystalline massif). — Ann. Univ. M. Curie-Skłodowska, B. II., s. 187-226. Lublin 1947.

73. — Piaskowiec albski okolic Rachowa nad Wisłą (An Albian sandstone in the environment of Rachów on the Vistula-river). — Ibidem, B. III, s. 33-66. 1948.

74 — Spostrzeżenia dotyczące sedymentacji i diagenezy sarmatu Wyżyny Lubelskiej (Remarks concerning sedimentation and diagenesis of Sarmatian deposits on the Lublin Upland). — Ibidem, B. IV, s. 135-194. 1949.

75 — Kajper tatrzański. Jego petrografia i sedymentologia (Tatra Keuper, its petrography and sedimentology). — Acta Geol. Pol. vol. III/1. 1953.

76. — Utwory rzeczne doliny Bugu między Terespolem a Wyszkowem (Fluvial deposits in the Bug valley between Terespol and Wyszków). — Biul. I. G., 68. 1952.

77. — Przegląd współczesnych zagadnień petrografii skał osadowych. — Wiad. Muz. Ziemi, vol. VI/1. 1952.

78. TURNAU-MORAWSKA M. & ŁYDKA K. Studia petrograficzne nad arkoz kwaczalską (Petrographic study of the arkose of Kwaczała). — Roczn. P. T Geol., t. XXII, z. 4. 1954.
79. TWENHOFEL W. H. Principles of sedimentation. 2nd ed. New York-London 195
80. TWENHOFEL W. H. & TYLER S. A. Methods of study of sediments. New Yor and London 1941.
81. TYLER S. A. Heavy minerals of the St. Peter sandstone in Wisconsin. — J. Se dim. Petr., vol. 6, No. 2. 1936.
82. VATAN A. Rythmes de sédimentation en Aquitaine au Crétacé et au Tertiaire. — Proc. of Section C. Geol. Congress, Great Britain 1948, Part IV.
83. WOJCIECHOWSKI J. O cyrkonach mikroskopowych skał dolno-kambryjskic we wschodniej części Gór Świętokrzyskich (Sur les zircons microscopique de roches infracambriennes de la partie orientale du Massif de Ste-Croix). — Spraw. P. I. G., VI, s. 335-341, 1930.
84. ZERNDT J. O mikroskopowych cyrkonach z piaskowców okolicy Ciężkowi (Über mikroskopische Zirkone aus den Karpathensandsteinen der Umgegen von Ciężkowice). — Spraw. P. A. U., t. XXIX, nr 5, s. 5. 1924.
85. — Piaskowce okolicy Ciężkowic (Petrographische Studien über Karpathen Sandsteine der Umgegend von Ciężkowice). — Bull. Acad. Pol. Sci. Lettr s. 195-218. 1924.
86. — Cyrkony jako minerały przewodnie. — Spraw. P. A. U., t. XXXI, nr 6 s. 23-25, 1927. — Mikroskopische Zirkone als Leitmineralien. — Bull. Ac. Po Sci. Lettr., Série A. 1927.

ANDRZEJ MICHALIK

Polewy głazowe w Tatrach

TREŚĆ: Wstęp — Występowanie i opis polew głazowych: polewy na przełęczy Liliowe; polewy na przełęczy pod Kopą Kondracką; opis makroskopowy; opis mikroskopowy — Tworzenie się polew głazowych w Tatrach — Polewy głazowe w Alpach — Polewy głazowe w Górach Świętokrzyskich — Polewy głazowe nad wodami płynącymi — Interpretacja sposobów powstawania polew głazowych — Wnioski — Literatura cytowana

WSTĘP

W czasie wycieczek w Tatry zwróciłem uwagę na nienotowane dotychczas w literaturze tatrzańskiej zjawisko występowania na niektórych głazach polew, podobnych do polew pustynnych. Interesując się występowaniem tych polew pilnie zwracałem uwagę na ich rozmieszczenie, warunki występowania itp. Stwierdziłem ich obecność na przełęczy Liliowe oraz na przełęczy pod Kopą Kondracką. Dalsze dokładniejsze poszukiwania doprowadzą prawdopodobnie do odnalezienia nowych punktów ich występowania.

Powyższe obserwacje terenowe, studium mikroskopowe i interpretacja literatury tyczącej się tego zagadnienia oraz uzupełniające spostrzeżenia, będące w ścisłym związku z opracowywanym tematem, stanowią treść niniejszej pracy.

WYSTĘPOWANIE I OPIS POLEW GŁAZOWYCH

Polewy głazowe na przełęczy Liliowe

Przełęcz Liliowe stanowi obniżenie między Beskidem a Skrajną Turnią. Szczyty te należą do grani ciągnącej się z południowego wschodu na północny zachód. Największe obniżenie przełęczy wytworzone jest w marglistych łupkach (goltu), wschodnie zaś zbocze przełęczy zbudowane jest z piaskowców kwarcytowych (dolnego werfenu). Rumosz tych piaskowców zsypuje się na przełęcz, pojedyncze zaś głazy leżą wśród niewysokiej trawy lub wśród drobnego gruzu i zwietrzeliny łupków.

W miejscach, gdzie brak pokrywy darniowej, widać, że drobny gruz i głazy piaskowców (o rozmiarach 10-20 × 5-10 cm) pokryte są czarną

polewą. Drobny gruz jest całkowicie nią pokryty, na większych głazac[h] tworzy ona czarne nieregularne plamy (pl. I, fig. 1 i 2). Sposób występo[-]wania głazów z możliwie pełnymi polewami zaznaczony jest na fig. 1[.] Widzimy, że są to miejsca nie tylko pozbawione roślinności, lecz stanowią[-]ce nadto pewne obniżenie terenu.

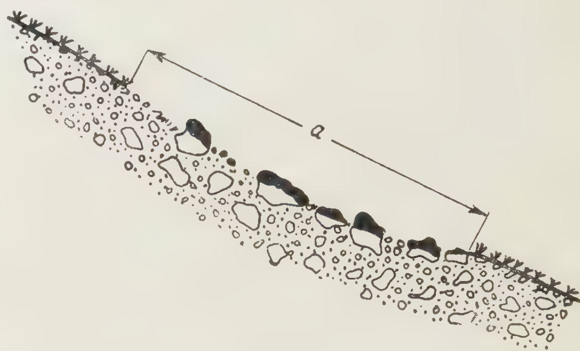


Fig. 1
Miejsca intensywnego występowania polew (*a*) na zboczu górskim — Przełęcz Liliow[e]

Na większych głazach polewa występuje tylko na górnej powierzch[-]ni, natomiast na części tkwiącej w glebie nie ma jej zupełnie (fig. 2). Gra[-]nicę zagłębienia głazu w glebie widać w ten sposób doskonale na każdym większym okazie.

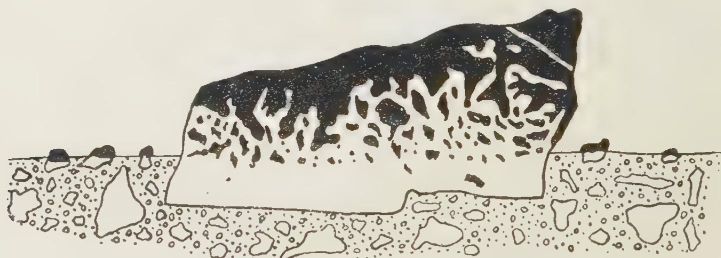


Fig. 2
Położenie w glebie głazu z polewą

Polewy głazowe na przełęczy pod Kopą Kondracką

Jakkolwiek na tej przełęczy można spotkać głazy z polewami, t[o] jednak nie są one tak pięknie wykształcone jak na przełęczy Liliowe. Występowanie ich w tym miejscu jest jednak bardzo ważne, gdyż w przeciwieństwie do poprzedniego stanowiska, gdzie polewy tworzą się na piaskowcach kwarcytowych, tu obserwujemy je na białych granitach aplitowych i szarych skałach biotytowych. Ten fakt dowodzi, że zjawisko polew występuje zarówno na terenach skał osadowych, jak i krystalicznych

Polewy na przełęczy Liliowe tworzą się na wysokości 1951 m n.p.m., a na przełęczy pod Kopą Kondracką — na wysokości 1863 m. Spotkać można głazy z polewami i poniżej przełęczy, lecz, jak się zdaje, są to okazy, które stoczyły się po zboczu, gdyż leżą one zupełnie pojedynczo i powierzchniami pokrytymi polewą są rozmaicie zorientowane.

Opis makroskopowy

Tatrzańskie polewy głazowe są niemal wyłącznie koloru czarnego i rzadko kiedy mają odcień brunatnawy. Grubość polewy jest rozmaita i bardzo trudna do określenia, gdyż substancja ją tworząca wnika w nierówną powierzchnię skały. Miąższość jej nie przekracza nigdy 1 mm, mieszcząc się zazwyczaj w granicach dziesiętnych części mm. Natomiast sama skała jest przepojona tą substancją na grubość do 0.5 cm. Nie jest to jednolite przepojenie, gdyż zdarzają się miejsca zupełnie niezabarwione. Wszystkie szczelinki pęknięć w głazie są wypełnione czarną substancją i — podobnie jak na powierzchni głazu — od szczelinki w głąb skała jest również zabarwiona na czarno.

Polewa nie pokrywa niekiedy głazów całkowicie, lecz tworzy na nich plamy, które na górnej części głazu są największe, zmniejszają się ku dołowi i nikną na linii zanurzenia głazu w glebie.

Opis mikroskopowy

W celu poznania mechaniki powstawania polewy wykonałem kilka szlifów mikroskopowych obejmując nimi brzeg okazu z polewą i samą polewę. Tak sporządzone szlify pozwalają nie tylko wejrzeć w mechanizm powstawania polewy, ale i uchwycić te właściwości struktury skały, które ułatwiają powstanie polewy.

Na pl. II, fig. 1 widzimy polewę pokruszoną, niestety, w czasie wykonywania szlifu. Wszystkie szczelinki w skale oraz wszystkie przestrzenie intergranularne wypełnia tworząca polewę substancja, która, widziana w mikroskopie, jest zupełnie bezpostaciowa, czarna i nieprzeświecająca. Postępując od zewnątrz skały w głąb widzimy, że zmienia ona barwę, staje się brązowa i ma wszystkie cechy optyczne limonitu, w składzie więc chemicznym tej polewy główną zapewne rolę odgrywać będzie żelazo.

Obraz takiej strefy, którą przepaja substancja tworząca polewę, przedstawia fig. 2 na pl. II.

Polewa wypełnia również puste miejsca pozostałe w skale po rozkładzie skaleni. Wiadomo, że w piaskowcach kwarcytowych werfenu Tatr występują niekiedy skalenie, które potem w wyniku procesu wietrzenia zostają usunięte. W miarę postępującego ich niszczenia miejsca puste zajmuje substancja limonitowa. Przebieg tego procesu widać doskonale na fotografiach fig. 3 i 4 na pl. II.

TWORZENIE SIĘ POLEW GŁAZOWYCH W TATRACH

Tworzące się na przełęczach tatrzańskich polewy głazowe zaliczyć musimy do utworów powstających wskutek specyficznych warunków klimatycznych, które w ich genezie odgrywają główną rolę. Do niedawna sądzono, że tego rodzaju warunki klimatyczne istnieją tylko na pustyniach, polewy zaś głazowe uważano za wskaźnik pustyń. Nawet przyjęty w literaturze termin „polewy pustynne" przesądza niejako i ich powstawanie wyłącznie na pustyni.

Za główną przyczynę powstawania polew uważa się wyparowywanie wody z powierzchni gruntu. W górach, przy bardzo małej niekiedy wilgotności powietrza, z równoczesnym silnym nasłonecznieniem, wyparowywanie osiąga natężenie nigdy w dolinach nie obserwowane.

Obrazuje to najlepiej zamieszczona niżej tabelka, podająca wielkości wyparowań mierzonych ewaporometrem Piche'a w obserwatorium meteorologicznym na Kasprowym Wierchu i w stacji meteorologicznej w Zakopanem [1].

Z tego zestawienia widać to, co zostało już wyżej powiedziane, że wyparowywanie na Kasprowym Wierchu (wys. 1989 m) osiąga wielkości nie notowane nigdy w Zakopanem. Maksymalne wyparowanie wody na Kasprowym Wierchu wynosi 26,2 cm^3 w ciągu doby, gdy tymczasem w Zakopanem — 18,4 cm^3.

Obserwując stosunek wilgotności w powietrzu, mierzonej psychrometrem, liczbę godzin nasłonecznienia [2] i sumy dziennego wyparowania wody w cm^3, nie trudno dostrzec ich wzajemnych zależności. *Im większa ilość godzin nasłonecznienia i im mniejsza wilgotność powietrza, tym większe wyparowanie wody, czyli tym dogodniejsze warunki tworzenia się polew głazowych.*

Z tego wynika, że powodujący silny wzrost zachmurzenia i wilgotności wiatr halny pogarsza warunki konieczne do powstawania polew, analizując zaś stosunek pomiarów wyparowania wody w Zakopanem do takichże pomiarów na Kasprowym Wierchu stwierdzić możemy, że wysoko w górach istnieją daleko korzystniejsze warunki tworzenia się polew, niż na nizinach.

---

[1] Dane powyższe uzyskałem dzięki życzliwemu stanowisku Dyrekcji Krakowskiego P. I. H. M. w osobie dyrektora dra Z. Kajetanowicza oraz kierowników stacji meteorologicznych: dra Orliczowej na Kasprowym Wierchu i J. Federowicza w Zakopanem, za co im w tym miejscu wyrażam podziękowanie. Dziękuję również tym pracownikom powyższych stacji, którzy dopomogli mi do wyszukania danych liczbowych.

[2] Na możliwość uzyskania pomiarów liczby godzin nasłonecznienia zwrócił mi uwagę J. Federowicz, za co serdecznie mu dziękuję.

Kasprowy Wierch

Data	Temperatura średnio	Wilgotność średnio	Liczba godzin nasłonecznienia	Suma dziennego wyparowania wody w cm^3	Uwagi
21.10.1949	7.0°	31,7	9,7	26,2	
26.10.1949	5.9	95,3	5,8	6,9	wiatr halny
13.6. 1950	7.2°	50,0	15,3	13,4	
28.8. 1950	15,7°	54,0	11,2	17,8	
7.9. 1950	6,9°	84,0	3,0	3,6	wiatr halny
14.9. 1950	12.0°	40,0	10,8	24,4	
28.5. 1951	8,3°	77,0	7,0	5,4	wiatr halny
1.6. 1951	9.7	60,3	15.2	4,2	
8.7. 1951	9,0°	81,3	14,7	6,5	
14.7. 1951	11,7°	68,3	13,1	6,6	

Zakopane

21.10.1949	9,7°	56,0	9,0	3,6	
26.10.1949	13,1°	64,7	8,0	8,1	wiatr halny
13.6. 1950	13,9°	50,6	12,1	10,5	
28.8. 1950	18,8°	73,7	11,0	6,1	
7.9. 1950	15,0°	74,0	6,1	5,9	wiatr halny
14.9. 1950	12,4°	74,3	9,1	4,4	
28.5. 1951	19,9°	45,0	9,6	18,4	wiatr halny
1.6. 1951	9,0°	63,6	12,8	5,2	
8.7. 1951	16,9°	73,3	11,9	3,5	
14.7. 1951	18,4°	69,6	13,2	6,1	

Wzmożone wyparowywanie wilgoci z powierzchni skały powoduje ruch wody na zasadzie kapilarności. Wędrująca ku górze woda zawiera w sobie cząstki mineralne rozpuszczone wskutek procesu wietrzenia, które po jej wyparowaniu osadzają się na powierzchni skały.

Niektóre cząstki osadzają się w głębi skały; stąd, jak wspomniałem wyżej, substancja tworząca polewę wypełnia nie tylko przestrzenie intergranularne, ale także zajmuje miejsca wietrzejących skaleni. Być może ten właśnie ruch wody skierowany ku górze poprzez skałę powoduje również rozkład skaleni.

Badania licznych autorów, a w szczególności Knausta *(1)* *, dowiodły, że te krążące w skale zmineralizowane wody są roztworami koloidalnymi. Koloidy dwóch pierwiastków — żelaza i manganu — odgrywających w powstawaniu polew zasadniczą rolę, strącać się mogą pod wpływem rozmaitych czynników: wysychania, starzenia się, nagrzewania, wreszcie strącania przez przeciwnie naładowane koloidy. W tym ostatnim przypadku najważniejszą rolę odgrywa glinka. Eksperymentalne badania wspomnianego wyżej Knausta dowiodły, że wystarczy niewielka ilość glinki, aby strącić większą ilość żelaza. Dzieje się to w stosunku:

$$Al_2O_3 : Fe_2O_3 = 1 : 3{,}4 \text{ do } 1 : 4{,}9$$
$$Al_2O_3 : MnO_2 = 1 : 2{,}6 \text{ do } 1 : 3{,}6$$

Przy powstawaniu polew tatrzańskich pewną rolę zapewne odgrywa glinka pochodząca z wietrzejących skaleni. Proces ten można obserwować w szlifach.

Melville R. *(4)* przy opisie zjawisk wietrzenia powołuje się na ciekawą uwagę F. Michaelisa, który stwierdził, że pierwotna domieszka żelaza w kwarcycie przybiera postać powłoki hematytowej. Być może, że przypadek ten zachodzi przy powstawaniu polew na piaskowcach kwarcytowych w Tatrach, które zawierają, jak wiadomo, w niektórych odmianach bardzo znaczny procent żelaza w spoiwie. Może to być powodem, że na piaskowcach kwarcytowych obserwujemy piękniej i pełniej wykształcone polewy, niż na granitach.

POLEWY GŁAZOWE W ALPACH

Alpejskie polewy głazowe zauważył pierwszy G. W. Zahn *(6)* w zachodniej części Alp Oetztalskich w roku 1925 w czasie zbiorowej wycieczki w okolicy lodowca Gepatsch. Stwierdzono ich występowanie na blokach morenowych i na stożkach osypiskowych. W następnych latach przeprowadzono systematyczne badania nad rozprzestrzenieniem tego zjawiska i wytłumaczeniem mechanizmu jego powstawania stosując powszechnie na-

* Liczby *kursywą* w nawiasach odsyłają do spisu literatury na końcu artykułu.

zwę polew pustynnych. W wyniku badań przekonano się, że polewy występują na brzegach lodowców w centralnych Alpach wschodnich od Bernina aż po Venediger. Najlepiej są one wykształcone w Alpach Oetztalskich. Rozpoczęto badać intensywność parowania w rozmaitych częściach Alp i przekonano się, że np. w grupie Bernina

północne zbocza Alp wyparowywują	do 15,1 lit/sek/km²,	tj. 46 cm³	w roku
centralne Alpy ,,	do 25,4 ,,	tj. 77 cm³	,,
południowe zbocza Alp ,,	do 20,6 ,,	tj. 64 cm³	,,

Zahn *(6)* powołuje się na gleboznawców Brockmanna i Jeroscha, którzy przypuszczają, że wyparowywanie bywa niekiedy większe niż opady. Skąpe dane pozwalają się jednak zorientować, że ze wzrostem wysokości ponad poziom morza wzrasta też i wyparowywanie, które nadzwyczaj gwałtownie podnosi się w okresie föhnu i osiąga (na wysokości 2440 m) 3,60 cm³ na godzinę.

Intensywność parowania zależy od temperatury powietrza, jego nasycenia wilgotnością, od ciśnienia i wiatrów.

Dalsze badania miały na celu przeprowadzenie pomiarów (za pomocą specjalnie skonstruowanych termometrów) temperatury głazu, podłoża i powietrza, w celu uchwycenia stosunku pomiędzy tymi wielkościami. Na podstawie danych uzyskanych przez Zahna *(6)* sporządziłem wykres, który ilustruje wzajemny stosunek temperatury powietrza, podłoża i głazu (fig. 3).

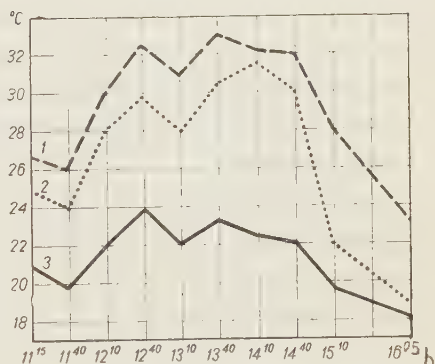


Fig. 3

Wykres zależności temperatury głazu i podłoża od temperatury powietrza

1 temperatura głazu, *2* temperatura podłoża, *3* temperatura powietrza

W czasie wykonywania powyższych pomiarów pogoda była na ogół słoneczna (chwilowe zachmurzenia). Wilgotność przedstawiała się następująco:

godz. 11,15 — 29%		godz. 13,40 — 30%
11,40 — 32%		14,10 — 31%
12,10 — 28%		14,40 — 30%
12,40 — 23%		15,10 — 32%
13,10 — 27%		16,05 — 39%

Z przedstawionego wyżej wykresu widać, że temperatura głazu jest stale wyższa od temperatury podłoża, różnica zaś wzrasta w czasie najbardziej intensywnego nagrzania. Ciekawe jest, na co zwrócił już uwagę Zahn *(6)*, że najwyższa temperatura głazu wyprzedza najwyższą temperaturę podłoża. Wreszcie widać, że różnica pomiędzy temperaturą głazu i podłoża

a temperaturą powietrza jest największa wtedy, gdy temperatura powietrza jest najwyższa.

Czynniki te sprzyjają wzmożeniu działalności parowania, które jest konieczne do powstawania polew.

Zwrócono również uwagę na sprzyjające wyparowywaniu niskie ciśnienie atmosferyczne, co ważne jest wobec faktu, że wszystkie punkty obserwowanych występowań polew głazowych w Alpach leżą na wysokości ok. 1900 m.

Chemizmem i mechanizmem tworzenia polew zajął się G. Linck *(2)* następnie zaś badania eksperymentalne powstawania polew przeprowadził W. Knaust *(1)*.

G. Linck *(2)* wykonał jakościowe analizy chemiczne polew i stwierdził, że występuje tu przede wszystkim wodorotlenek żelaza, dalej zmienne ilości wodorotlenku manganu, zupełnie zaś podrzędne — kobaltu, krzemionki, fosforu, glinki, wapnia. Skład chemiczny tych polew jest więc identyczny ze składem polew spotykanych na pustyniach lub na brzegach rzek tropikalnych.

W pracy cytowanej autor rozstrzyga wiele kwestii wątpliwych, przede wszystkim — dlaczego wymienione wyżej składniki biorą udział w tworzeniu się polew i co się dzieje z resztą produktów wietrzenia. Sole alkaliów i ziem alkalicznych są wprawdzie łatwo rozpuszczalne, lecz są także łatwo zatrzymywane przez metale, w rozważanym przypadku głównie przez Mn i Fe, oraz adsorbowane przez substancje ilaste przy wietrzeniu.

Żelazo i mangan przy tym procesie są jednymi z pierwszych produktów wydzielających się z ciemnych składników skały (np. z biotytu) i w postaci koloidów podlegają transportowi, który w klimacie suchym lub do niego zbliżonym kończy się osadzeniem ich na powierzchni w postaci polewy. Z literatury o polewach pustynnych wiadomo, że tworzą się one w szczelinach i porach skał, a potem rozszerzają się dendrytowo na całą powierzchnię.

Chemizm powstawania polew szczegółowo opracował W. Knaust *(1)*. Twierdzi on, że żelazo i mangan, będące podstawowymi składnikami polew, uruchomiane są w postaci roztworów koloidalnych, i zastanawia się nad przyczynami zestalania się tych koloidów. Rozpatruje on siedem możliwych przyczyn i sprawdza je eksperymentalnie. Niektóre z nich mogą tłumaczyć tworzenie się polew pustynnych, inne zaś — polew, o których mowa.

Koagulacja koloidów wodorotlenku żelaza przez starzenie następuje już po 8-12 dniach, a po dalszych 5-7 dniach są one już całkowicie skoagulowane. Również i wodorotlenek manganu jest zupełnie skoagulowany po 14 dniach.

Podobny wpływ na koagulację wodorotlenków żelaza i manganu ma wysuszanie, wymrażanie (przy odtajaniu następuje całkowita koagulacja), rozgrzewanie (Fe_2O_3 przy 60^0 koaguluje po 8 godzinach, MnO_2 przy 60^0 — już po 4,5 godzinach).

Koagulacja wskutek działania elektrolitów ma szczególne znaczenie na obszarach pustynnych. Niewielki dodatek NaCl, $NaNO_3$, $NaNO_2$, NH_4NO_3 bardzo przyśpiesza proces zestalania się koloidów. Podobnie duże znaczenie na pustyniach ma koagulacja przez przysypywanie roztworów koloidalnych piaskiem.

Koagulacja pod wpływem odmiennie naładowanych koloidów ma zapewne bardzo doniosłe znaczenie. Wyniki badań Knausta nad wpływem glinki na koagulację przytoczyłem już przy omawianiu tworzenia się polew głazowych w Tatrach. Dodać należy, że Knaust eksperymentalnie stwierdził, iż obecność roztworu krzemionki utrudnia, a niekiedy nawet uniemożliwia koagulację żelaza i manganu.

Autor ten kontynuował również badania rozpoczęte przez G. Lincka *(2)* nad możliwościami peptyzacji skoagulowanych koloidów. Stwierdził on, że zjawisko to, zachodzące w przyrodzie, można powtórzyć eksperymentalnie i przekonał się, że nie wszystkie produkty koagulacji mogą ulec późniejszej peptyzacji. Oporne są pod tym względem zwłaszcza te produkty, w których uległ zmianie pierwotny ustrój, przynajmniej w swej części bezpostaciowej.

Peptyzacji ulegają najłatwiej koloidy skoagulowane wskutek starzenia. G. Linck *(2)* dowiódł, że dodatek kwasu fosforowego w małej nawet ilości ułatwia peptyzację. Podobnie też wpływa chlorek żelaza, substancje organiczne i inne.

Prace dotyczące polew głazowych w Alpach rozpatrzyłem obszernie w tym celu, aby możliwie dokładnie zobrazować stan i wyniki badań nad tym zagadnieniem, tym bardziej, że tatrzańskie polewy głazowe mają wiele cech wspólnych z alpejskimi.

POLEWY GŁAZOWE W GÓRACH ŚWIĘTOKRZYSKICH

W roku 1938 ukazała się praca J. Siomy *(4)* pt. ,,Skorupa ochronna, lakier, opalenizna pustynna oraz pustynie kopalne“, w której autor przeprowadza pewne rozważania ogólne nad powstawaniem polew, obserwowanych na terenie Łysogór. Niestety, autor nie opisuje bliżej sposobu ich występowania, podkreśla natomiast, że grubość polewy wynosi tam zaledwie ułamek milimetra i że polewa ta jest tak przywarta do skały, że trudno ją od niej oddzielić. Analiza chemiczna takiej brunatnej polewy z góry Cmentarnej pod Kielcami wykazuje skład:

SiO_2	—	2,64
Fe_2O_3	—	52,14
Mn_3O_4	—	23,54
BaO	—	3,74
CaO	—	0,62
części lotne	—	17,64

Autor ten zupełnie inaczej tłumaczy genezę polew pustynnych. Zauważa on, że bardzo często w kamieniołomach odkrywa się ściany spękań pokryte czarnymi lub brunatnymi powłokami, zupełnie podobnymi swym składem chemicznym do polew głazowych. Powłoki te przepajają skałę do pewnej głębokości. Ta czarna substancja występuje w pewnej głębokości gleby i wypełnia „pazuchy i kieszenie“ skał oraz „tworzy prześciółk między ławicami“ (l. c., str. 174).

Po tym stwierdzeniu wysnuwa autor wniosek, że polewy nie są wytworem specyficznych warunków klimatycznych, powstającym na powierzchni gleby. Tworzą się one w pewnej jej głębokości, na powierzchni zaś znalazły się jedynie wskutek denudacji. Uważa on, że powszechność ich występowania na pustyni tłumaczyć należy minionym okresem pluwialnym, w czasie którego tworzyły się polewy w głębi gleby, odsłonięte obecnie przez denudację. Nie są one „subarealnym wypotem skał, ale tylko wyłonieniem się na powierzchnię utworów glebowych“ (l. c. str. 177). W konsekwencji zastanawia się nad warunkami tworzenia się tego „piętra manganiakowego“ na pustyniach.

J. Sioma *(4)* krytycznie zapatruje się na pogląd J. Walthera i G. Lincka, którzy, według tego autora, uważają, „że tej wilgoci, która powstaje jak rosa i wsiąka do skały, by następnie z niej wyparować podczas insolacji, wystarcza, by dać wypot, tężejący następnie w „skorupę ochronną“. Gdy się jednak zestawi ilość takiej cieczy, zawartość manganu i żelaza w skałach i ilość rozpuszczalną w tak pomyślanym procesie, z ilością tych pierwiastków w „skorupach“, spostrzeże się niewspółmierność i nierealność koncepcji. Tym bardziej nie jest do pomyślenia ten proces jako illuwialny“ *(4,* str. 178).

POLEWY GŁAZOWE NAD WODAMI PŁYNĄCYMI

Od dawna wspominano w literaturze, że na głazach nad brzegami rzek tropikalnych obserwuje się polewy zbliżone do pustynnych. J. Sioma *(4)* przytacza uwagę Sickenbergera, który polewy głazowe obserwuje na skałach Assuanu na całym terenie objętym wylewami Nilu.

W olbrzymiej piaskowni w Pyskowicach pod Gliwicami miałem możność obserwowania polew głazowych, powstających w zgoła odmiennych niż tatrzańskie warunkach, a zbliżonych raczej do wspomnianych poprzednio polew nad brzegami rzek tropikalnych.

Po dnie olbrzymiego dołu, z którego wybrano piasek do poziomu wo-
ły gruntowej, sączy się woda. W piasku tym tkwią bloki rozmaitych skał
: rozmytej moreny, sterczące ponad powierzchnią sączącej się wody. Spo-
;ób ich występowania przedstawia fig. 4. Cała powierzchnia głazu sterczą-

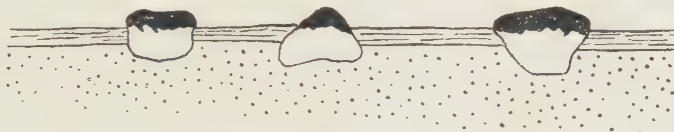


Fig. 4
Położenie głazów z polewami w piaskach i zanurzonych w wodzie

;ego ponad wodą pokryta jest jednolitą polewą jasnobrązową (rdzawą).
Tworzy ona stosunkowo łatwo oddzielające się od głazu naskorupienie.

Powstania tych polew inaczej tłumaczyć nie można, jak tylko w ten
;posób, że woda sącząca się po piasku, zawierająca zaś w sobie dużo wodo-
otlenku żelaza, wsiąka w głazy w niej leżące. Części głazów wystające po-
nad wodą są silnie nagrzewane (silniej niż otaczające środowisko, tj. woda
w ruchu), na ich więc powierzchni odbywa się intensywne parowanie
i cząstki mineralne osadzają się na powierzchni tworząc polewę.

Wyjąwszy taki głaz z wody przekonujemy się, że polewa pokrywa
tylko te części, które wystają ponad wodą.

Sądzę, że warunki powstawania polew nad brzegami rzek tropikal-
nych oraz obserwowane w piaskowni w Pyskowicach są zbliżone.

INTERPRETACJA SPOSOBÓW POWSTAWANIA POLEW GŁAZOWYCH

W przytoczonych wyżej rozważaniach na temat powstawania polew
głazowych uwypuklają się dwa zasadniczo przeciwstawne poglądy. Pierw-
szy — to pogląd Walthera *(5)*, odnoszący się do polew pustynnych oraz po-
lew głazowych w górach. Autor ten zasadniczą przyczynę ich powstawania
upatruje w wyparowywaniu powodującym kapilarny ruch wody ku górze.
Na powierzchni skalnej osadzają się cząstki mineralne tworząc polewę.
Drugi pogląd — J. Siomy — przyjmuje, że polewy głazowe tworzą się
w głębi gleby wskutek (bliżej nieokreślonych) procesów glebowych. Utwo-
ry te następnie odsłaniają się wskutek denudacji na powierzchni.

Rozpatrzmy pokrótce niektóre obserwacje przemawiające na korzyść
jednego lub drugiego poglądu. Pisząc o polewach w rozumieniu J. Siomy
będę używał cudzysłowu, aby odróżnić wyraźnie polewy powstałe na po-
wierzchni od „polew" powstałych w głębi gleby.

Opisywane przez J. Siomę procesy glebowe miałem możność obser-
wować kilkakrotnie. W okolicy Częstochowy, obserwując skrasowioną

powierzchnię wapieni jurajskich i leżące na nich utwory gliniaste, widzia łem, niezależnie od rzeźby skrasowionego podłoża, horyzont wzbogacon w czarną substancję. Wszystkie okruchy wapieni były tu nią pokryt i wszystkie szczeliny oraz spękania były nią wypełnione.

Podobne horyzonty czarnej substancji obserwować można w żwirc wiskach nad Dunajcem lub jego dopływami. Wysokie zasypania wykazy wać mogą również taki horyzont, w którym wszystkie otoczaki pokryte s czarną „polewą".

We wszystkich tych przypadkach horyzont ten leży w granicach wa hań zwierciadła wody gruntowej. Wskutek ciągłych zmian poziomu teg zwierciadła istnieją tutaj warunki gromadzenia związków mineralnych wynoszonych przez wodę z głębi i osadzanych tu z powodu wysychania. Na skorupienia powstające wtedy na głazach i ścianach szczelin są niema identyczne z polewami głazowymi, lecz mimo to odmiennej genezy. Bliż sze obserwacje pozwalają stwierdzić, że głazy z tymi naskorupieniam jeżeli czas dłuższy tkwią w ścianie odkrywki lub leżą na powierzchni, po zbywają się szybko polewy na częściach wystawionych na zewnątrz. Gła zy, które wypadły z odkrywki, zachowują „polewę" tylko na części zagłę bionej w glebie.

Naskorupienia te, powstałe w głębi gleby, na powierzchni szybk zanikają wskutek działania wody opadowej: ulegają poprostu roz puszczeniu.



Fig. 5
Wsiąki żelaziste w skałę marglistą od powierzchni spękań pokrytych skorupą — Pyskowice pod Gliwicami

Powierzchnie spękań pokryte czarn substancją obserwowałem także w margli stych utworach mioceńskich okolic Kra kowa. Czarna ta substancja wnika w skał w kształcie dendrytów, jak to przedstawi fig. 5.

Tego rodzaju procesy są bardzo czę ste w przyrodzie i z nimi zapewne spoty kał się J. Sioma *(4)* na terenie kamienio łomów w okolicy Kielc. Nacieki opisywa ne przez J. Siomę są cienkie. W zagłębie niach są one jednak na ogół grubsze i wy kazują naskorupienia, dające się oddzieli do analizy chemicznej. Obecność tych naskorupień jest dowodem, że po wstają one na głazach przez osadzanie się cząstek mineralnych z zewnątrz których w zagłębieniach gromadzi się więcej. W polewach głazowych nie można rozdzielić żadnych zróżnicowanych naskorupień, tym bardziej zas nie można analizować chemicznie oddzielonych skorup.

Polewy głazowe są wynikiem jednorodnego procesu, działającego od wewnątrz; z chwilą ich całkowitego wykształcenia proces się kończy i nie

mogą tworzyć się naskorupienia, możliwe tylko wtedy, gdy cząstki mineralne osadzają się z zewnątrz. A więc i w tym względzie istnieje różnica między polewami w rozumieniu Walthera a „polewami“ w rozumieniu J. Siomy.

Polewy głazowe były znane najpierw na pustyniach i sądzono powszechnie, że jest to utwór tak charakterystyczny dla pustyń, że wszystkie polewy określano mianem „pustynnych“. Później odnaleziono polewy nad brzegami rzek tropikalnych i to bardzo często w strefie zalewu powodziowego. Od roku 1925 rozpoczęto systematyczne badania polew głazowych w Alpach. Występują one w obrzeżeniu lodowców i to na terenach odsłanianych przez systematycznie cofające się lodowce. Jeśli w poprzednich przypadkach można było snuć wnioski o procesie glebowym, warunkującym powstawanie polew, to w ostatnim przypadku możliwości te odpadają. Pola rumowisk skalnych, odsłanianych spod cofających się lodowców, po jakimś czasie pokrywają się polewami.

Podobnie też w opisywanym przypadku w Tatrach trudno mówić o jakimś procesie glebowym. W przełęczy występują margliste łupki goltu i z ich zwietrzeliny składa się gleba, polewy zaś głazowe występują na piaskowcach kwarcytowych werfenu, które stoczyły się ze wschodniego zbocza przełęczy i leżą luźnie na powierzchni. Bloki tych piaskowców są w glebie materiałem obcym.

Również trudno przypuszczać, aby opisane przeze mnie polewy w piaskowni w Pyskowicach były wynikiem procesu glebowego. Głazy z polewą leżą na dnie dołu, z którego wybrano około dwudziestometrową warstwę piasku, głazy zaś w ścianie odkrywki polew nie wykazują.

Zarówno głazy z polewami w Tatrach, jak i w piaskowni w Pyskowicach mają polewy tylko na częściach wystających ponad powierzchnię gleby; części tkwiące w glebie nie mają jej zupełnie. Gdyby polewy tworzyły się w glebie, powinny ją były zachowywać raczej części w niej zagłębione, a tymczasem jest na odwrót. Widać, że przyczyna powodująca jej powstanie działała nie w glebie, lecz z zewnątrz.

Inaczej przedstawia się sprawa z naskorupieniami powstałymi w glebie na głazach żwirowisk Dunajca. Skorupa powstaje tu w specyficznych warunkach w strefie wahania poziomu wody gruntowej, poprzez kolejne stadia wysychania, obniżania zwierciadła wody, a przez to osadzania cząstek mineralnych, podnoszenia się na nowo zwierciadła wody i doprowadzania nowych związków chemicznych. Naskorupienie powstałe w takich warunkach jest nietrwałe i z chwilą wydostania się na powierzchnię po pewnym czasie zanika.

Przytoczone wyżej obserwacje zmuszają nas do przyjęcia poglądu Walthera *(5)* i Lincka *(2)*, że polewy głazowe są utworem powstałym na

powierzchni wskutek specjalnych warunków klimatycznych, a przed wszystkim pod wpływem silnego parowania.

Przytoczona powyżej krytyka tego poglądu przez J. Siomę *(4)* wy- nika z niezrozumienia intencji jego autorów (J. Siomie znane były zresz tą tylko prace Walthera). Autorzy ci, mówiąc o wyparowywaniu wilgoc nie mieli na myśli wyłącznie tej jej ilości, która zawarta jest w skale, gdy porowaty a silnie nagrzany głaz, na którego powierzchni odbywa się sil ne parowanie, działa podobnie jak kawałek bibuły wyciągając wilgc z gleby. Razem z wilgocią wciąga on i związki mineralne w niej zawarte Z tego powodu nie można brać w rachubę stosunku ilości wilgoci skalne i zawartych w niej związków mineralnych w samym głazie do ilości tyc pierwiastków w polewach, jak to uczynił J. Sioma. Proces tworzenia si polewy kończy się, moim zdaniem, automatycznie. Na powierzchni pc rowatej skały działa parowanie, które powoduje ruch wilgoci razem z roz puszczonymi związkami mineralnymi. Woda wyparowuje, związki mine ralne osadzają się na powierzchni skały. W miarę ich osadzania tworzy si polewa, która cementuje wszystkie pory w skale, jak to widać doskonal na mikrofotografii (pl. II, fig. 1). Gdy wykształcająca się w ten sposób po lewa pokryje już całą powierzchnię parowania, cały ten proces ustaje

Barwy polew są również rozmaite; przeważają czarne i szare, lec spotyka się też okazy o barwie czerwonej lub żółtej. Na ogół uważa się, ż zmiana barwy od żółtej poprzez czerwoną do szarej i czarnej wywołan jest wzrastającym ubytkiem wody. J. Sioma *(4)* zwraca uwagę, że przy czyną zmiany barwy mogą też być różnice w składzie chemicznym i stwierdza, że jasne polewy zawierają więcej krzemionki niż ciemne.

WNIOSKI

1° Istnieją dwa odmienne procesy, dzięki którym powstają utwory podobne, chociaż bynajmniej nie identyczne:

a) wskutek odpowiednich warunków klimatycznych tworzą się polewy głazowe na powierzchni skały,

b) dzięki procesom glebowym, a zwłaszcza dzięki wahaniom zwierciadła wody gruntowej powstają w glebie naskorupienia związków mineralnych na ścianach i głazach.

Skład chemiczny substancji mineralnej w obu przypadkach jest bardzo do siebie zbliżony.

2° Polewy głazowe tworzą się także obecnie, jeżeli istnieją odpowiednie warunki klimatyczne.

3° Tatrzańskie polewy głazowe są ciekawym przykładem polew górskich. Pomiędzy tatrzańskimi a alpejskimi polewami głazowymi istnieje wiele podobieństw.

Kraków, w styczniu 1955 r.

LITERATURA CYTOWANA

1. KNAUST W. Über Sole vom Eisenhydroxyd und Manganhydroxyd in ihrer Beziehung zur Bildung der sogenannten Schutzrinden und des Laterits. — Chemie d. Erde, Bd. 4. 1930.
2. LINCK G. Über Schutzrinden. — Ibid., Bd. 4. 1930.
3. MELVILLE R. Über auffällige Verwitterungserscheinungen. — Ibid., Bd. 11. 1938.
4. SIOMA J. Skorupa ochronna. lakier, opalenizna pustynna oraz pustynie kopalne. — Spraw. Kom. Fizj. P. A. U., t. 71. 1938.
5. WALTHER J. Das Gesetz der Wüstenbildung im Gegenwart und Vorzeit (4 wydanie). 1924.
6. ZAHN G. W. Wüstenrinden am Rand der Gletscher. — Chemie d. Erde, Bd. 4. 1930.

OBJAŚNIENIA DO PLANSZ

Pl. I

Widok głazu z polewą. W częściach szczytowych głazu zaznaczają się większe skupienia czarnych plam tworzących polewę — Liliowe

A — widok z góry, B — widok z boku; dolna część głazu, nie pokryta polewą, jest zagłębiona w ziemi

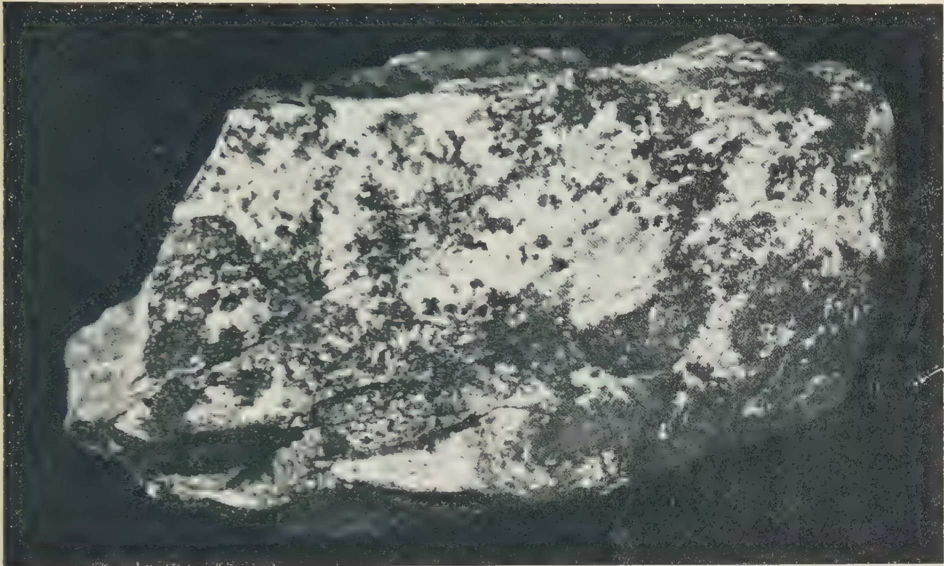
Pl. II

Obrazy szlifów mikroskopowych

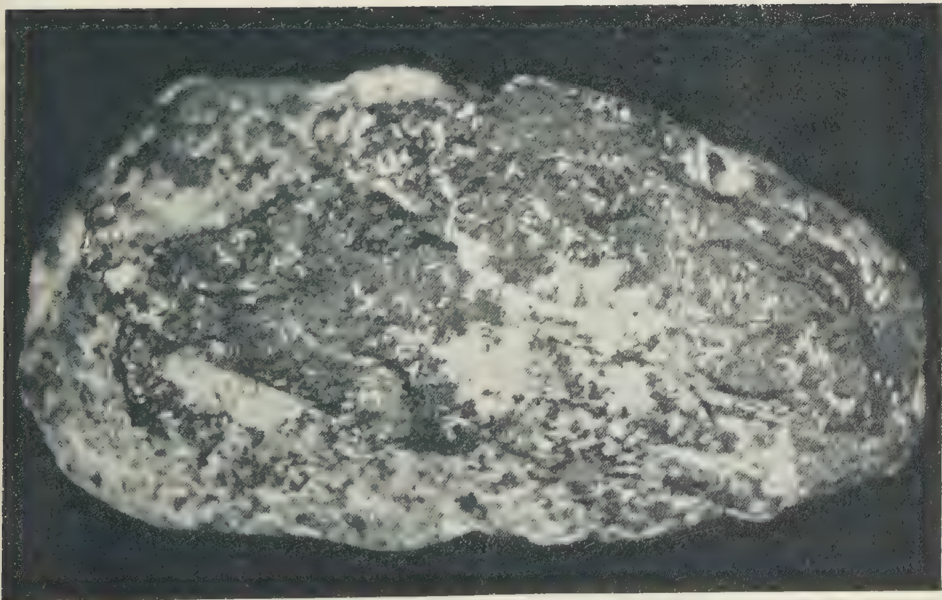
1 — W brzeżnej części szlifu na krawędziach głazu widzimy polewę pokrywającą całkowicie skałę

2 — Obraz przedstawia głębsze części skały, na której widać głębokość strefy tworzenia się polewy

3 i 4 — Obraz zmian w skale na skutek wietrzenia skaleni. Miejsce po nich wypełnia substancja limonitowa, tworząca polewę



A



B

(Objaśnienia obok)

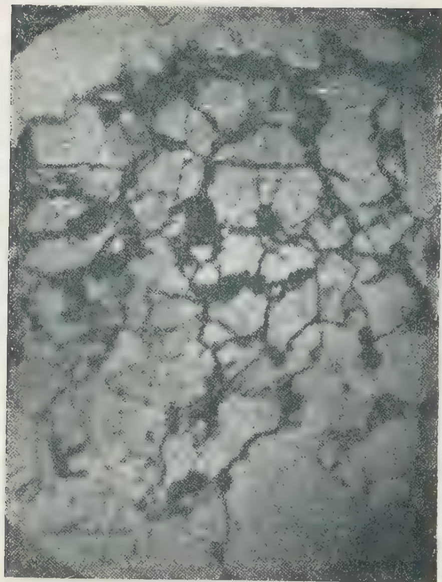


Fig. 1

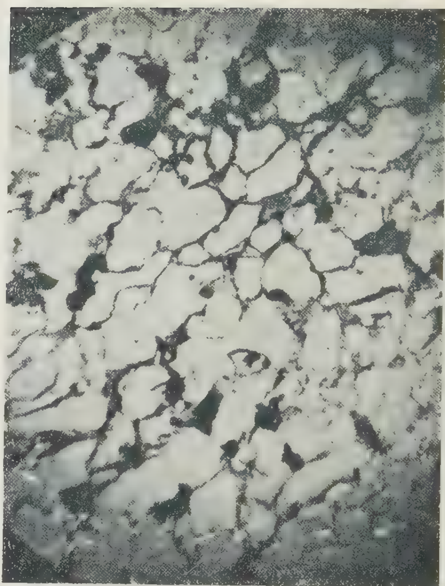


Fig. 2

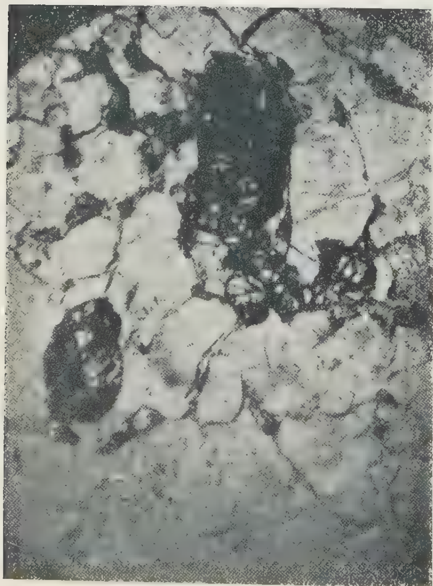


Fig. 3

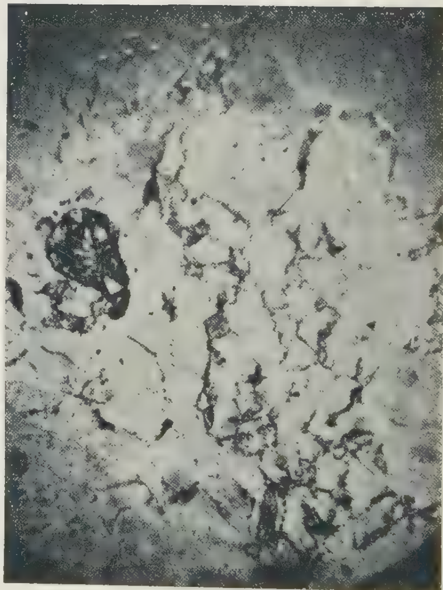


Fig. 4

(Objaśnienia p. str. 404)

ANNA KALNIET

Międzylodowcowe jeziora kopalne w południowej części Niżu Polskiego

TREŚĆ: Metoda badań — Opis zagłębień bezodpływowych i ich genezy — Rozmieszczenie jeziornych stanowisk interglacjalnych i ich spis — Literatura cytowana

METODA BADAŃ

Najbardziej istotną cechą krajobrazu polodowcowego jest obfitość jezior. Cecha ta już od dawna była podkreślana w pracach morfologiczno-glacjalnych, a południową granicę Pojezierza Bałtyckiego identyfikowano nie bez słuszności z granicą zasięgu ostatniego zlodowacenia.

Wychodząc z założenia, że każde zlodowacenie miało swoje pojezierze, należało się spodziewać na południe od Pojezierza Bałtyckiego występowania pojezierzy kopalnych, związanych ze starszymi inwazjami lądolodu na kontynent Europy. Opierając się na tym założeniu i na podstawie przykładów zachowania się w morfologii terenu niecek interglacjalnych jezior kopalnych *(3)** została podjęta próba kartograficznego ujęcia rozmieszczenia tych jezior w południowej części Niżu Polskiego.

Z uwagi na to, że zanikłe dawne jeziora można odszukać na warstwicowych mapach topograficznych w postaci zagłębień bezodpływowych, przeanalizowano na mapach w skali 1 : 100 000 (ok. 120 arkuszy) i częściowo 1 : 25 000 (ok. 200 ark.) pas terenu, położonego pomiędzy zasięgiem bałtyckiego a środkowo-polskiego zlodowacenia. Przy analizie w zasadzie ograniczono się do jezior pochodzenia lodowcowego. Wobec tego wyłączono spod rozważań rozmyte i częściowo zwydmione obszary pradolin i sandrów *(7)*, pominięto również obszary związane z formacją jurajską lub kredową, jako tereny o częstym występowaniu zjawisk krasowych. Chociaż możliwość znalezienia na tych obszarach organogenicznych osadów interglacjalnych nie jest wyłączona, to jednak rozpoznawanie ich tylko z mapy bez znajomości terenu byłoby ryzykowne *(8, 12)*. Natomiast zwrócono

* Cyfry *kursywą* w nawiasach odsyłają do spisu literatury na końcu artykułu.

szczególną uwagę na działy wód, gdzie przede wszystkim mogły się zachować ślady starego krajobrazu lodowcowego w postaci zagłębień bezodpływowych.

OPIS ZAGŁĘBIEŃ BEZODPŁYWOWYCH I ICH GENEZY

Kształty, rozmiary oraz zagęszczenia interesujących nas zagłębień bezodpływowych są różne. Mogą to być pojedyncze zagłębienia, zarówno małe jak i duże, o zabagnionym dnie, niekiedy suche. Na przykład na arkuszu Ciechanowiec (P.38 - Sł.35) 1 km na W od osiedla Nowodwory znajdujemy w lesie, całkowicie zamknięte warstwicą, zarastające jeziorko o powierzchni ok. 0, 5 km^2, a na ark. Tykocin (P. 36- Sł. 35) w Bieli Pażochowskiej występuje duże zabagnione zagłębienie o powierzchni ok. 3 km^2, częściowo wciągnięte w odpływ. Często spotykamy się z kilkoma małymi zagłębieniami uszeregowanymi w jednym kierunku. Tego rodzaju formy można prześledzić na ark. Ciechanów (P. 37- Sł. 31), np. koło osady Maliniak. Mamy tam zagłębienie bezodpływowe z jeziorkami w środku; na przedłużeniu występują tam jeszcze dwa zagłębienia: jedno małe, drugie duże wciągnięte w odpływ.

Podobnych przykładów zagłębień bezodpływowych można by mnożyć bez liku. W kilku z nich zostały wykonane przed kilku laty płytkie wiercenia *(3)*. Dały one od góry następujący profil syntetyczny: pod glebą łąkową występuje ponad 1 m grubości warstwa piasku różnoziarnistego, pod nią trafia się miejscami ok. 0,5 m grubości warstwa iłu, a niżej spotyka się kilkumetrową interglacjalną serię organogeniczną, która świadczy o występowaniu w tym miejscu jeziora kopalnego.

Jeżeli chodzi o genezę powstawania na powierzchni tego typu form wklęsłych, to trafnie ją określił Milthers na podstawie przeprowadzonych badań na Półwyspie Jutlandzkim i w Niemczech pn.-zachodnich twierdząc, że powstały one wskutek kompakcji interglacjalnych soczewek torfowo-gytiowych, wypełniających zagłębienia jezior lodowcowych *(5)*.

W interglacjale w jeziorach tych pojawiała się roślinność, która dzięki sprzyjającym warunkom klimatycznym stosunkowo szybko rozwijała się i z biegiem czasu przyczyniała się do ich zarastania. Na miejscu dawnych tafli jeziornych powstały w ten sposób całkowicie zatorfione kotlinki. Ze zbliżaniem się ponownego zlodowacenia nastąpiło, wskutek denudacji, soliflukcji czy też eolizacji, stopniowe zrównanie ich z otoczeniem. Wytworzona tą drogą mniej lub więcej gruba warstwa utworów piaszczysto-żwirowych lub lessowych obciążała leżącą pod nią soczewkę torfowo-gytiową, która uległa sprasowaniu. Skomprymowanie serii organogenicznej pociągało za sobą osiadanie utworów pokrywowych. Znalazło to wyraz w późniejszym krajobrazie w postaci płytkich zagłębień potomnych.

Opisany proces tworzenia się w jeziorach utworów organogenicznych mógł powtarzać się kilkakrotnie. Dowodem tego są osady typu Herning, które występują w trzech poziomach (łącznie z torfem postglacjalnym) w niektórych nieckach jeziornych Danii. U nas nie natrafiono na razie na podobne stanowiska interglacjalne; przyczyn należy szukać, jak sądzę, w małej ilości wykonanych dotychczas wierceń próbnych.

Nie jest sprawą prostą odróżnienie opisywanych zagłębień bezodpływowych od zagłębień typu oczek bez obserwacji terenowych, na podstawie tylko analizy mapy topograficznej. Możliwe, że część zagłębień typu oczek, które występują na południe od bałtyckiego zlodowacenia, należy do zagłębień początkowo zasypanych, a później odmłodzonych wskutek kompakcji głębiej leżących organogenicznych osadów interglacjalnych. Dlatego też wydaje się, że w Ciechankach Krzesimowskich koło Łęczny, w miejscu gdzie dziś widoczne jest niewielkie, płytkie zagłębienie bezodpływowe, pierwotną formą był lej krasowy, który powstał w leżącym tu blisko powierzchni podłożu kredowym. W interglacjale rozwinęła się w nim ponad 4-metrowej grubości soczewka torfu. Torf, po całkowitym zasypaniu 6-metrową warstwą utworów lessowych, uległ sprasowaniu i pewnej kompresji. Dzisiejsze zagłębienie bezodpływowe powstało w tym miejscu raczej wskutek kompakcji soczewki torfu, nie jest zaś związane z wytapianiem się lodu gruntowego, jak to przypuszcza Jahn *(4)*.

W zależności od kształtu, rozmiaru, ułożenia i położenia zagłębień bezodpływowych oraz od rodzaju płytko występującego podłoża, można podjąć próbę określenia pierwotnej genezy poszczególnych jezior kopalnych. Nie wchodząc na razie w szczegółową analizę materiału ograniczę się do kilku przykładów.

Na ark. Tykocin (P.36 - Sł.35) w pobliżu os. Franki-Dąbrowa widoczne jest w dwóch zamkniętych warstwicach duże zagłębienie bezodpływowe o powierzchni ok. 3 km^2, z dwoma oczkami w środku, które występuje po wewnętrznej stronie strefy czołowo-morenowej. Jego część południowa jest zabagniona, resztę pokrywa łąka i las liściasty. Zagłębienie to może być śladem dawnego jeziora zaporowego. Następnie na ark. Wysokie Mazowieckie (P. 37- Sł. 35) można prześledzić na obszarze piasków akumulacji lodowcowej z głazami od os. Sokoły-Jaźwiny do os. Brok kilka zagłębień bezodpływowych o przebiegu południkowym. Mogą one być śladami przegłębień dna dawnego jeziora rynnowego. Z kolei na ark. Łomża (P. 36- Sł. 34) forma rynnowa, biegnąca prawie prostopadle od os. Żebry poprzez Konopki Leśne, Jemielite-Wypychy i Sierzputy-Marki do zamykającej ją od wschodu moreny czołowej Czerwonego Boru, może być dawnym jeziorem rynnowo-zaporowym. Podobna forma przebiega na tym samym arkuszu koło os. Jemielite Stare, Olszewo Stare i Młode. Natomiast małe, izolowane zagłębienia, występujące na obszarze moreny den-

nej na ark. Ciechanowiec (P. 38- Sł. 35) 1 km na W od os. Nowodwory lub pomiędzy wzgórzami moreny czołowej na ark. Łomża (P. 36- Sł. 34) na W od os. Kupiski NW, można zaliczyć do typu jezior wytopiskowych. W podobny sposób można odnaleźć jeziora moreny dennej, zastoiskowe i inne.

ROZMIESZCZENIE JEZIORNYCH STANOWISK INTERGLACJALNYCH I ICH SPIS

Mapę rozmieszczenia jeziornych stanowisk interglacjalnych w południowej części Niżu Polskiego podano w dwóch wersjach:

Tabl. I — Mapa jeziornych stanowisk interglacjalnych z naniesionym zasięgiem poszczególnych zlodowaceń z częściowym wyłączeniem sandrów, pradolin oraz płytko występującego podłoża kredowego i jurajskiego.

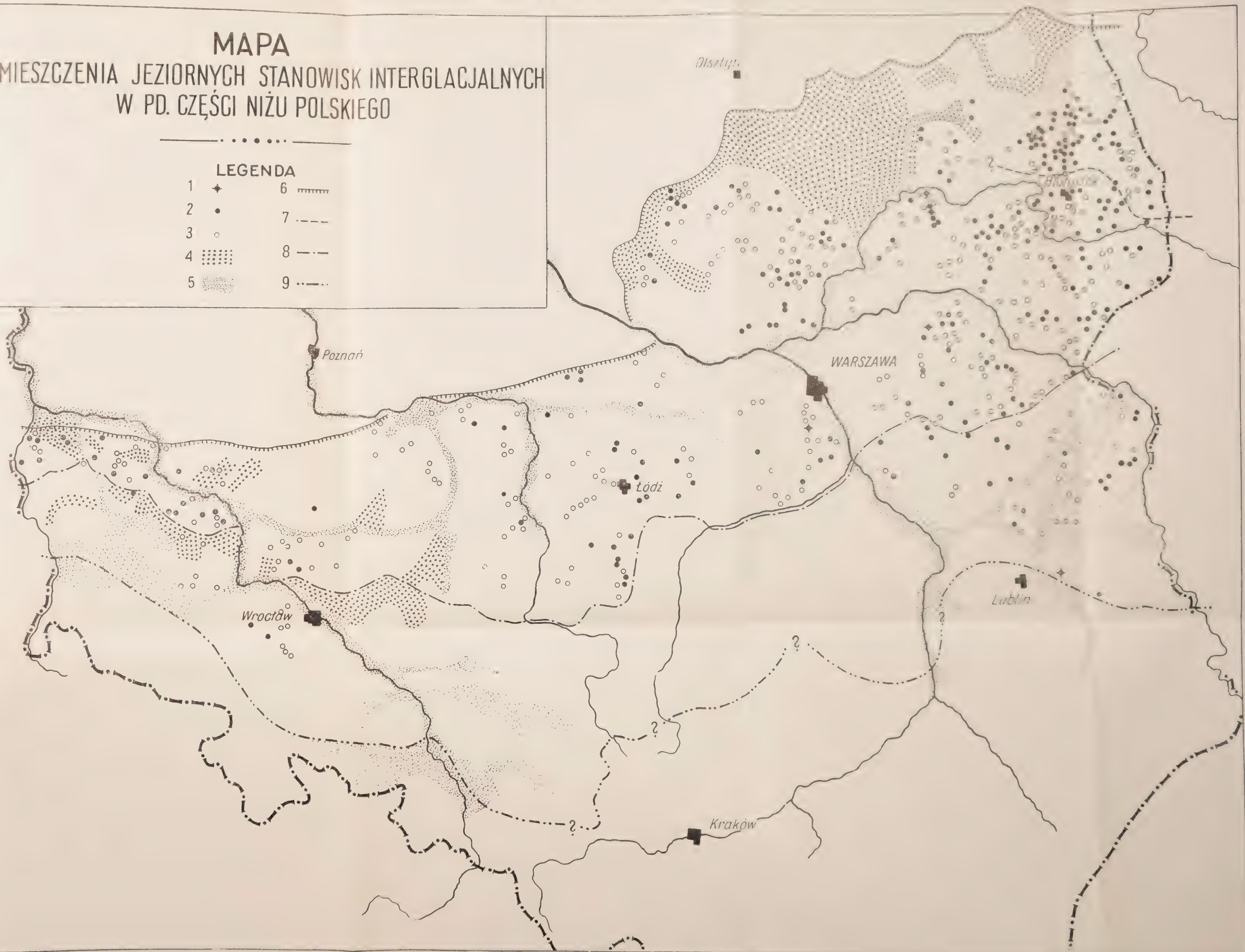
Tabl. II — Mapa jeziornych stanowisk interglacjalnych z podziałem na arkusze map w skali 1 : 100 000.

W tablicy II zastosowano dla każdego arkusza map w skali 1 : 100 000 osobną numerację jezior kopalnych z odpowiednikami w załączonym spisie [1] (str. 411-426), w którym podano również ich bliższą lokalizację. Lokalizację tę określają skrócone spółrzędne prostokątne jednego z punktów danego stanowiska interglacjalnego oraz nazwa pobliskiego jeziora, uroczyska czy osiedla [2].

Na załączonej mapie wyróżniono jeziorne stanowiska interglacjalne *stwierdzone* (krzyżyk z kółkiem pełnym w środku), *prawdopodobne* (kółko pełne) i stanowiska *możliwe* (kółko puste). Prawdopodobnymi jeziornymi stanowiskami interglacjalnymi bez przykrycia morenowego, na obszarze położonym na południe od zasięgu bałtyckiego zlodowacenia, mogą być wyraźne zarysowane w morfologii terenu zagłębienia bezodpływowe lub też izolowane zabagnienia, mieszczące się na działach wód, dokąd nie dotarła jeszcze erozja wsteczna. W miarę oddalania się od tych obszarów prawdopodobieństwo ich występowania maleje tak, że należy tam liczyć się raczej z możliwymi stanowiskami interglacjalnymi. Występowania możliwych jeziornych stanowisk interglacjalnych należy się również spodziewać na obszarach krasowych, sandrowych i pradolinnych, chociaż, jak zaznaczyłam na wstępie, na mapie ich nie uwzględniono.

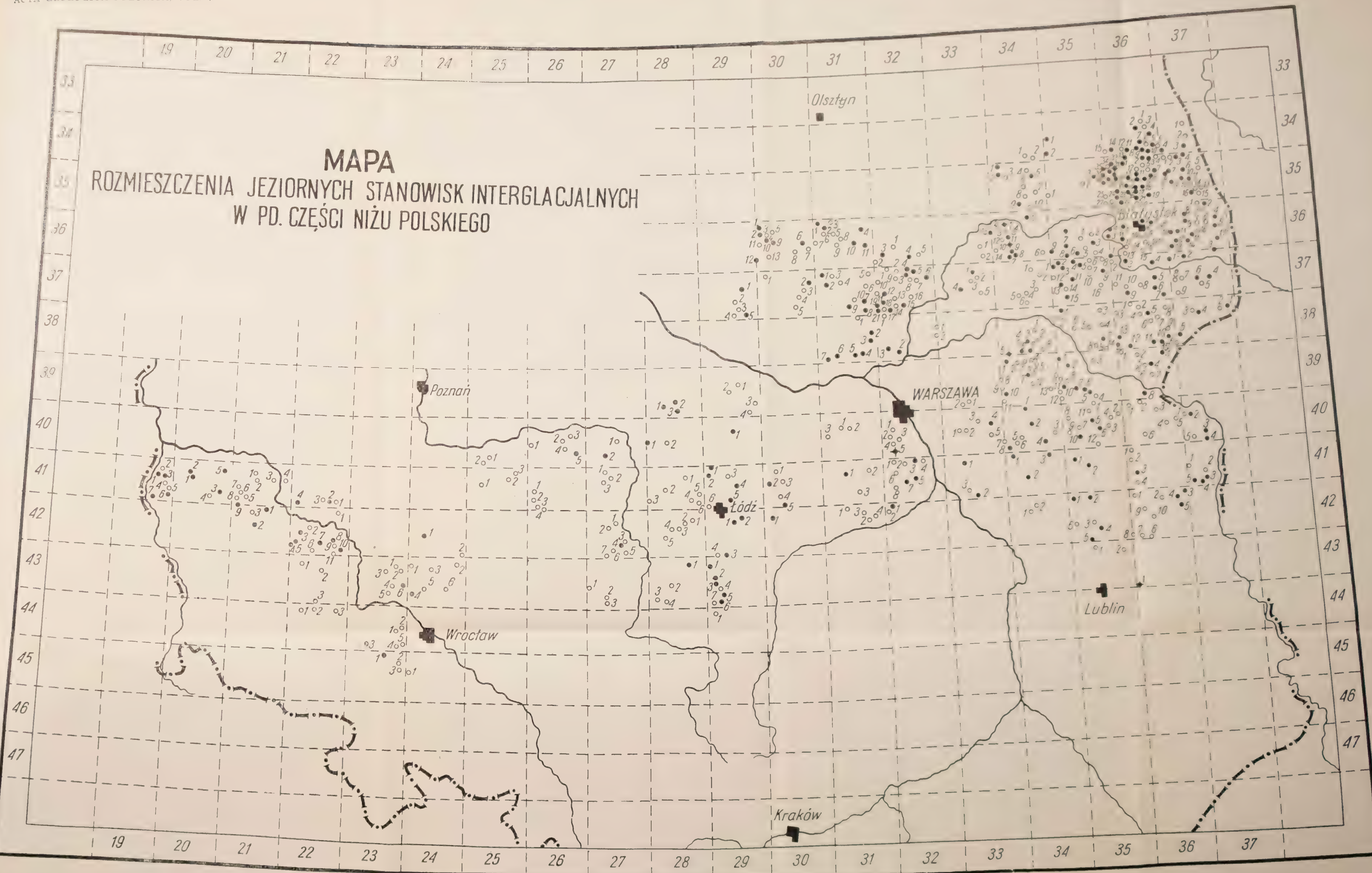
[1] Spis jeziornych stanowisk interglacjalnych, ułożony według arkuszy map w skali 1 : 100 000, został podany na końcu artykułu. W spisie tym jedną gwiazdką (*) oznaczono jeziorne stanowiska interglacjalne *prawdopodobne*, dwiema gwiazdkami (**) — stanowiska *stwierdzone*, pozostałe zaś pozycje oznaczają występowanie *możliwych* jeziornych stanowisk interglacjalnych .

[2] Nazwy miejscowości na terenie Ziem Zachodnich opracowano na podstawie Słownika nazw geograficznych Polski Zachodniej i Północnej Rosponda *(11)*.



Legenda

1 stanowiska interglacjalne stwierdzone, *2* stanowiska interglacjalne prawdopodobne, *3* stanowiska interglacjalne możliwe, *4* sandry, *5* pradoliny, *6* zasięg zlodowacenia bałtyckiego, *7* zasięg zlodowacenia północno-polskiego, *8* zasięg stadium Warty, *9* zasięg zlodowacenia środkowo-polskiego



Legenda — patrz Tabl. I

Przedstawiony na mapie obraz rozmieszczenia jeziornych stanowisk interglacjalnych, jaki był możliwy do odczytania na warstwicowej mapie topograficznej w skali 1 : 100 000 i częściowo 1 : 25 000, nie jest kompletny. Dotyczy to przede wszystkim obszaru położonego na zachód od Warty. Główną przyczyną był brak niektórych arkuszy map topograficznych w skali 1 : 25 000, dostępne bowiem kreskowe mapy topograficzne niemieckie w skali 1 : 100 000, wskutek małej czytelności, nie spełniają swego zadania przy tego rodzaju opracowaniach. Na pozostałych obszarach obraz stanowisk interglacjalnych jest stosunkowo pełny.

Na obszarze północno-polskiego zlodowacenia, suponowanego przez Halickiego *(2)*, widzimy największe skupienie stanowisk interglacjalnych na ark. Knyszyn i Suchowola. Występują one na wyżynie w formach rynnowych w postaci licznych drobnych zabagnień, prawdopodobnie jako ślady przegłębień dna dawnych jezior rynnowych; rzadziej spotykamy duże zabagnione zagłębienia na przedpolu moren czołowych, jako pozostałość prawdopodobnie po dawnych jeziorach zaporowych. Stare formy rynnowe na ark. Knyszyn (P. 35- Sł. 36) ciągną się w niektórych przypadkach na długości ok. 10 km. Jedna z nich biegnie od os. Sitkowo, poprzez Ostrą Górę, Szaciłówkę aż do os. Krukowszczyzna. Podobnych form rynnowych jest znacznie więcej. Występują one obok pojedynczych drobnych zabagnień, które mogą być śladem dawnych jezior wytopiskowych lub moreny dennej.

Na obszarze środkowo-polskiego zlodowacenia (w granicach stadium Warty) liczba stanowisk interglacjalnych maleje. Formy rynnowe również występują, lecz w mniejszej ilości niż w okolicy Białegostoku. Interesujące nas zagłębienia są coraz częściej wciągnięte w odpływ. Największe ich skupienia trzymają się nadal strefy moren czołowych.

Na południe od zasięgu stadium Warty stanowiska interglacjalne występują tylko gdzieniegdzie. Tłumaczy się to rozmyciem obszaru przez gęsto rozwiniętą sieć hydrograficzną oraz obecnością blisko powierzchni, szczególnie w południowej części, skał jurajskich i kredowych jako terenów krasowych, które, jak już wspominałam, pominięto z powodu braku podstaw do wiązania ich zagłębień z jeziorkami polodowcowymi.

Jak z powyższego wynika, na obszarach zlodowaceń starszych od bałtyckiego ze środkowo-polskim włącznie występują zagłębienia bezodpływowe kryjące w sobie organogeniczne osady interglacjalne. Zgodnie z obserwacjami Galona *(1)*, skupiają się one przeważnie w strefie moren czołowych. Z załączonej mapy wynika, że najobfitsze ich występowania pokrywają się z granicami zasięgu północno-polskiego zlodowacenia. Mniej ich spotykamy na obszarze stadium Warty, a jeszcze mniej — bardziej na południe, sięgając do granicy zasięgu zlodowacenia środkowo-polskiego.

W początkowej fazie opracowania mapy obszar położony na północ od Bugu, Bugo-Narwi oraz środkowego odcinka Wisły został przeanalizowany zespołowo w charakterze próbnego opracowania. Brali w tym udział, obok autorki, koledzy magistrzy: Leszek Baraniecki, Izabella Drzewicka, Jadwiga Nowak oraz Izabella Śmierzchalska. Opracowanie reszty obszaru i ogólna redakcja mapy została powierzona autorce.

Za współpracę Kolegom, a w szczególności za kierownictwo naukowe Profesorowi dr B. Halickiemu składam uprzejme podziękowanie.

Warszawa, w marcu 1955 r.

LITERATURA CYTOWANA

1. GALON R. Versuch einer Klassifikation der Endmoränen im polnischen und deutschen Flachland. — C.-R. Congr. Intern. Géogr. Amsterdam 1938.
2. HALICKI B. Z zagadnień stratygrafii plejstocenu na Niżu Europejskim (Some problems concerning the stratigraphy of the Pleistocene of the European Lowland). — Acta Geol. Pol., t. I/2. Warszawa 1950.
3. — O geomorfologicznej metodzie wykrywania organogenicznych osadów interglacjalnych i jej konsekwencjach (A geomorphologic method for detection of interglacial organogenic sediments). — Ibid., t. III/1. Warszawa 1953.
4. JAHN A. Profil utworów interglacjalnych w Ciechankach Krzesimowskich koło Łęczny (Profile of interglacial sediments in Ciechanki Krzesimowskie by Łęczna). — Ibid., t. III/3. Warszawa 1953.
5. JESSEN K. & MILTHERS V. Stratigraphical and palaeontological studies of interglacial fresh-water deposits in Jutland and northwest Germany. — Danm. Geol. Unders., II, No. 48. Kjöbenhavn 1928.
6. KALNIET A. Zagadnienie genezy i wieku tzw. oczek lodowcowych (Sur la genèse et l'âge géologique de petits lacs du type „Sölle" dans la Plaine Polonaise). — Wiad. Muz. Ziemi (Pol. Geol. Mag.), t. VI/2. Warszawa 1952.
7. KONDRACKI J. Mapa geomorfologiczna Polski 1 : 2 000 000 P. P. W. K. Warszawa 1954.
8. LENCEWICZ S. Międzyrzecze Bugu i Prypeci. — Przegl. Geogr., t. XI. Warszawa 1931.
9. MAJDANOWSKI S. Jeziora Polski. — Przegl. Geogr. PAN, Inst. Geogr. Warszawa 1954.
10. NOWAK J. Ewolucja niżowego krajobrazu lodowcowego Polski (L'évolution du relief glaciaire sur la Polonaise). — Wiad. Muz. Ziemi (Pol. Geol. Mag.), t. VI/2. Warszawa 1952.
11. ROSPOND S. Słownik nazw geograficznych Polski Zachodniej i Północnej. Cz. I i II. Wrocław-Warszawa 1951.
12. TOŁPA S. Krasowe torfowiska koło Rożany na Polesiu. — Acta Soc. Botan. Pol., t. IX. Warszawa 1932.
13. WILGAT T. Jeziora Łęczyńsko-Włodawskie. — Ann. Univ. M. C.-S., Sec. B. t. VIII. Lublin 1953.

SPIS JEZIORNYCH STANOWISK INTERGLACJALNYCH *

P. 34 — Sł. 34 (ark. Biała Piska, d. Szczuczyn)

	1)	69 800 - 10 500	1 km na NW od os. Chełchy
	2)	67 600 - 16 300	1 km na SW od os. Grądy-Michały

P. 34 — Sł. 35 (ark. Grajewo)

*	1)	79 500 - 26 700	Popowo-Pruskie Stany
*	2)	68 800 - 26 100	Bagienice

P. 34 — Sł. 36 (ark. Suchowola)

	1)	83 900 - 80 400	Olsza
*	2)	80 500 - 79 400	1 km na N od os. Pokośna
	3)	78 600 - 80 000	1 km na SW od os. Jałówka
*	4)	75 500 - 84 700	Kol. Bachmacka
*	5)	73 000 - 88 000	Romanówka
	6)	72 700 - 84 300	Kol. Połomin
*	7)	74 300 - 80 900	Morgi
*	8)	71 000 - 81 400	Piątak
*	9)	70 000 - 82 700	Krasne
*	10)	69 000 - 84 700	Hawryłowszczyzna
*	11)	70 800 - 78 000	Ur. Mosty
	12)	72 900 - 76 500	Dubasiewszczyzna
*	13)	67 800 - 77 300	Ur. Dalki
*	14)	70 800 - 64 400	1,5 km na SW od os. Dzięciołowo
	15)	70 000 - 60 400	1 km na N od os. Radzie

P. 34 — Sł. 37 (ark. Grodno zach.)

	1)	82 800 - 05 300	1 km na SW od St. Bielany
	2)	75 400 - 07 200	Wołyńce
*	3)	68 800 - 05 100	1 km na NW od Kol. Auls
*	4)	69 000 - 92 000	Fw. Jałówka
	5)	71 900 - 89 800	Fw. Wólka

P. 35 — Sł. 34 (ark. Kolno)

*	1)	65 400 - 97 200	1 km na SW od os. Okurowo
*	2)	61 800 - 96 600	Górskie
	3)	58 000 - 02 500	Obiedzino
	4)	63 000 - 12 000	Świdry Podleśne
*	5)	60 000 - 15 100	1 km na E od os. Siwki
	6)	57 500 - 12 400	Dziegiele
	7)	51 000 - 16 200	Bagienice
	8)	50 400 - 12 200	Rostki
*	9)	44 000 - 09 300	Kobylin
	10)	39 000 - 14 600	2,5 km na SE od os. Dobrzyjałowo

P. 35 — Sł. 35 (ark. Goniądz)

	1)	47 700 - 24 000	Borawskie
	2)	56 000 - 47 700	Mejły
*	3)	58 000 - 53 200	Kol. Hornostaje

---

* Legenda — p. str. 408, notka 1.

P. 35 — Sł. 36 (ark. Knyszyn)

*	1)	65 700 - 75 200	Wyłudy
*	2)	66 500 - 81 200	Trofimówka
*	3)	65 000 - 84 900	Nowokolno
	4)	67 400 - 88 000	Kol. Podbudno
	5)	62 500 - 83 000	Sitawka
	6)	60 800 - 84 300	Rudawka
*	7)	59 000 - 87 500	2 km na E od Kol. Cimoszka
*	8)	57 300 - 85 000	Sosnowe Bagno
*	9)	56 700 - 83 000	Łubianka
*	10)	57 000 - 79 000	1 km na E od os. Ostra Góra
*	11)	57 700 - 80 300	0,5 km na W od os. Białousy
	12)	61 800 - 80 000	Przystawka
*	13)	58 400 - 74 500	Szaciłówka
*	14)	55 300 - 76 700	0,5 km na N od os. Łomy
*	15)	55 600 - 73 200	Popiołówka
*	16)	52 000 - 75 000	Brody
*	17)	51 800 - 77 800	Kol. Podzamczysk
*	18)	53 400 - 84 700	G. Jesionicha
*	19)	47 500 - 85 700	1 km na NE od os. Wodokaczka
	20)	44 800 - 77 000	2 km na SW od os. Karczmisko
*	21)	46 800 - 79 500	Kosmaty Borek
*	22)	42 700 - 70 400	Kopisk
*	23)	51 800 - 66 800	1,5 km na E od Kol. Chobotki
*	24)	49 800 - 68 000	Milewskie
	25)	52 000 - 63 800	Jaskra
	26)	52 000 - 60 000	Jez. Zygmunta Augusta
	27)	45 700 - 57 300	Zastocze
*	28)	57 000 - 55 800	1 km na S od os. Potoczyzna
*	29)	58 000 - 62 200	Kalinówka Królewska
*	30)	60 000 - 61 300	0,5 km na SW od os. Bagno
**	31)	59 700 - 62 300	0,7 km na S. od os. Bagno
*	32)	58 600 - 62 100	Kalinówka
*	33)	62 200 - 63 600	1,5 km na W od os. Romejki
	34)	62 000 - 60 000	Rutkowskie Mł.
*	35)	62 400 - 56 000	1 km na NE od os. Zyburty
*	36)	60 800 - 56 900	Łupichy
*	37)	59 100 - 66 350	1 km na SE od Kol. Koziniec

P. 35 — Sł. 37 (ark. Sokółka)

	1)	65 900 - 91 800	Nowa Woda
	2)	66 600 - 98 000	1 km na E od os. Racewo
*	3)	66 900- 09 000	1 km na NE od os. Gliniszcze Małe
*	4)	67 650 - 04 850	1,5 km na E od os. Łowczyki
	5)	58 000 - 14 700	2 km na SE od os. Nowiki
*	6)	58 300 - 04 400	1,5 km na SW od os. Orłowicze
*	7)	56 000 - 94 700	0,5 km na W od os. Bogusze
*	8)	58 000 - 92 200	Kol. Przegon Boguszewski
*	9)	53 000 - 98 800	0,5 km na NNW od os. Morgi
*	10)	55 600 - 04 500	1 km na E od os. Drahle

*	11)	55 000 - 05 500	Bohoniki
	12)	49 200 - 10 400	Słoja
	13)	46 000 - 13 700	Góra Popowa
	14)	46 800 - 12 000	Sukowicze
	15)	44 500 - 12 800	Ostrówek
*	16)	45 000 - 09 800	1,5 km na W od os. Ostrów Północny

P. 36 — Sł. 30 (ark. Działdowo)

*	1)	34 000 - 59 600	1,5 km na E od os. Przerodki
*	2)	32 500 - 61 400	1 km na S od os. Adamowo
	3)	30 000 - 64 200	Marszewnica
	4)	30 800 - 66 500	Zalesie
	5)	33 000 - 71 500	1,3 km na NE od os. Niechłonin
*	6)	29 200 - 81 200	Krępa
	7)	25 700 - 88 000	Parcele Łomiańskie
	8)	26 000 - 78 000	Kęczewo
*	9)	29 000 - 68 300	0,5 km na E od os. Bagienice Mł.
*	10)	28 600 - 65 300	Baraki Gościskie
	11)	26 500 - 59 900	Fw. Lisiny
*	12)	27 300 - 58 500	Kol. Brudnice
	13)	24 100 - 67 400	Przyspa

P. 36 — Sł. 31 (ark. Mława)

*	1)	37 500 - 92 000	1,5 km na NW od os. Białuty
*	2)	36 000 - 95 200	1 km na W od os. Pepłowo Wlk.
	3)	38 000 - 97 500	Bonisław
*	4)	36 000 - 14 000	Paczuszki
	5)	33 800 - 00 300	1 km na NE od os. Pogorzel
	6)	34 000 - 94 000	Uniszki-Gumowskie
	7)	30 500 - 91 900	Krajewo
	8)	26 400 - 02 700	Budy Garlińskie
	9)	24 700 - 01 700	1,5 km na E od os. Dębsk
*	10)	25 400 - 12 100	0,5 km na SSW od os. Kamień
*	11)	25 200 - 16 400	Rudno-Jeziorowe

P. 36 — Sł. 32 (ark. Przasnysz)

	1)	19 500 - 34 000	Przejmy
	2)	15 000 - 24 300	Przasnysz
*	3)	15 500 - 26 500	1,2 km na NE od m-ka Przasnysz
*	4)	13 800 - 45 000	0,5 km na SW od os. Wymysły
	5)	14 500 - 46 000	Pienice

P. 36 — Sł. 33 (ark. Ostrołęka)

	1)	18 700 - 88 000	1 km na E od os. Opęchowo
	2)	13 000 - 87 000	1 km na W od os. Milewo Łosie

P. 36 — Sł. 34 (ark. Łomża)

**	1)	34 200 - 97 650	Kupiski Nw.
	2)	34 000 - 95 450	Grzymały Nowogródzkie
	3)	28 000 - 98 300	1 km na SE od os. Grzymały-Szczepankowskie
	4)	26 700 - 99 100	Mikołajki

*	5)	36 000 - 12 900	Poniat
	6)	17 500 - 20 200	Szeligi
*	7)	14 000 - 02 000	Duchny Str.
*	8)	14 700 - 02 550	Olszewo Str.
*	9)	17 250 - 02 000	Jemielite Str.
**	10)	19 400 - 00 650	Konopki Leśne
*	11)	21 800 - 02 000	0,6 km na SW od os. Koziki
	12)	24 000 - 96 700	Szczepankowo
*	13)	29 300 - 91 100	1,5 km na SW od os. Korytki Leśne
	14)	16 600 - 95 100	Imienowo

P. 36 — Sł. 35 (ark. Tykocin)

	1)	21 500 - 42 000	Zalesie Łabędzkie
	2)	27 700 - 46 300	1,5 km na E od os. Kobylino-Borzymy
*	3)	19 100 - 47 100	Franki-Dąbrowa
	4)	12 800 - 48 100	Idźki-Młynowskie
	5)	14 800 - 44 900	Truskolasy-Wola
*	6)	12 000 - 39 000	Biel Pażochowska
*	7)	16 800 - 36 500	Grodzkie
*	8)	11 500 - 33 600	Wykno Nw.
*	9)	14 300 - 26 200	1 km na NE od os. Kołaki Kościelne

P. 36 — Sł. 36 (ark. Białystok)

	1)	37 250 - 66 900	1,5 km na NE od os. Gniła
	2)	36 400 - 73 000	1 km na NE od os. Letniki
*	3)	24 000 - 57 700	2 km na W od os. Konowały
*	4)	25 300 - 59 000	Panki
*	5)	25 000 - 68 600	Barszczewo
*	6)	29 400 - 79 700	1 km na N od przedmieścia Białegostoku Wygoda
*	7)	29 500 - 82 800	Sowlany
	8)	24 000 - 87 100	Henryków
	9)	29 800 - 82 400	1 km. na E od os. Stanisławowo
	10)	20 000 - 78 000	Czeremszyna
*	11)	20 200 - 68 000	1 km na S od os. Mince
	12)	15 700 - 68 400	1 km na E od os. Dobrowola
	13)	12 000 - 68 000	Piecki
	14)	15 700 - 74 000	Pomigacze
	15)	12 600 - 79 300	Janowicze
	16)	16 000 - 82 000	0,5 km na NE od os. Kudrycze
	17)	16 000 - 85 200	Pasynki

P. 36 — Sł. 37 (ark. Zabłudów)

	1)	38 500 - 12 000	Ostrów Nw.
*	2)	39 400 - 14 700	Ozierskie
	3)	36 800 - 14 600	Grzybowszczyzna
*	4)	26 500 - 20 000	Skroblaki
*	5)	25 600 - 19 200	1 km na NW od os. Werobie
	6)	25 800 - 15 600	Grzybowce
	7)	26 000 - 11 700	1,5 km na SE od os. Słuczanka

*	8)	31 000 - 04 200	0,5 km na NE od os. Podzałuki
*	9)	29 200 - 01 200	Sofipol
*	10)	20 300 - 95 300	Ndl. Słomianka
*	11)	21 500 - 99 000	St. Żednia
*	12)	16 700 - 97 000	1 km na W od Fw. Tylwica
*	13)	12 500 - 91 400	Kol. Zabłudów
*	14)	17 500 - 03 200	Kokotowo
*	15)	17 800 - 05 300	Majdan
	16)	23 300 - 06 800	Dzierniakowo
*	17)	18 000 - 19 700	0,5 km na N od os. Wiejki

P. 37 — Sł. 29 (ark. Sierpc)

*	1)	03 500 - 42 700	Jońce
	2)	94 700 - 38 000	Budy Bledzewskie
	3)	90 000 - 39 600	Zglenice Mł.
	4)	86 600 - 38 400	1 km na E od os. Dobrzenice Duże
*	5)	86 700 - 44 100	0,7 km na SW od os. Węgrzynowo

P. 37 — Sł. 30 (ark. Raciąż)

	1)	12 000 - 66 000	0,5 km na NE od Kol. Stawiszyn-Zwalewo
*	2)	04 600 - 86 700	Huta-Parcele
	3)	04 200 - 86 200	1 km na W od os. Augustowo
	4)	97 200 - 82 200	Mączewo
	5)	90 200 - 79 300	Krajkowo

P. 37 — Sł. 31 (ark. Ciechanów)

*	1)	08 800 - 97 300	Krośnice
*	2)	01 800 - 99 700	Maliniak
	3)	09 000 - 02 000	Łąki Kostrzeń
	4)	08 500 - 05 900	Fw. Włosty
	5)	09 000 - 17 700	Laguny
	6)	05 300 - 19 600	Pokojewo
*	7)	92 800 - 18 700	Fw. Murawy Wicherki
*	8)	85 200 - 18 100	Wola Rańcza
*	9)	91 800 - 11 600	Bieńki-Śmietanki
	10)	93 900 - 11 000	Rzeczki-Wólki

P. 37 — Sł. 32 (ark. Maków Mazowiecki)

	1)	11 200 - 29 600	1 km na NW od os. Dobrzankowo
	2)	09 400 - 33 800	Helenowo
*	3)	09 300 - 43 200	Zawady Dworskie
*	4)	09 100 - 43 850	1,5 km na W od os. Wola Pienicka
*	5)	09 500 - 46 000	Józefowo
*	6)	02 800 - 54 400	1 km na W od os. Ponikiew Wlk.
	7)	03 000 - 46 000	Cieciorki
	8)	05 400 - 44 300	Krzyżewo-Borowe
	9)	05 700 - 35 300	L. Bramura
	10)	06 200 - 26 150	Żbiki-Antosy
	11)	02 200 - 24 900	Filipy
*	12)	01 900 - 25 300	Kurowo
	13)	93 400 - 34 900	1 km na SE od os. Żabin Karniewski

	14)	91 900 - 35 500	1 km na SW od os. Zelki Dąbrowe
*	15)	90 900 - 38 400	Pomaski Wlk.
	16)	91 900 - 41 650	1,5 km na WSW od os. Ciepielewo
*	17)	86 500 - 31 600	Budy-Dębiny
*	18)	88 800 - 26 500	Konarzewo-Zawady Włościańskie
*	19)	89 200 - 22 200	Ruszkowo
	20)	87 000 - 23 600	Garnowo
*	21)	85 200 - 23 000	Begno

P. 37 — Sł. 33 (ark. Różan)

*	1)	05 000 - 82 000	Borek
	2)	02 300 - 82 500	Damiany
	3)	01 600 - 81 000	1 km na SW od os. Gocły
*	4)	00 600 - 79 100	Wysocze-Bartosy
	5)	95 700 - 86 000	Kanter

P. 37 — Sł. 34 (ark. Ostrów Mazowiecka)

	1)	04 000 - 14 000	Grzymały
	2)	02 000 - 18 900	Chorzele
	3)	93 000 - 18 000	Dmochy
	4)	92 000 - 11 000	Ruskołęka-Morgi
	5)	91 000 - 09 000	Ruskołęka Str.
	6)	87 000 - 12 800	1 km na E od os. Świerże Zielone

P. 37 — Sł. 35 (ark. Wysokie Mazowieckie)

*	1)	08 800 - 25 000	Rębiszewo-Studzianki
*	2)	09 800 - 28 200	Tybory-Uszyńskie
*	3)	07 700 - 30 300	Gołasze-Górki
*	4)	10 000 - 37 000	Dębowo
*	5)	06 200 - 39 700	1,5 km na W od os. Mazury
	6)	07 700 - 46 300	Noski Śnietne
	7)	06 700 - 45 600	Bujny
	8)	10 000 - 52 000	Gąsówka-Somachy
*	9)	03 100 - 52 500	Brzozowo-Muzyły
	10)	02 600 - 46 100	Jabłoń-Dąbrowa
*	11)	98 300 - 35 700	Włosty-Olszanka
	12)	00 000 - 26 000	1 km na SE od os. Wólka Goła
*	13)	95 700 - 30 800	Obornik
	14)	94 000 - 34 600	Dąbrowa-Moczydły
*	15)	90 900 - 35 300	1 km na N od os. Żabieniec
	16)	95 000 - 52 600	1,5 km na NW od os. Wodźki

P. 37 — Sł. 36 (ark. Bielsk Podlaski)

*	1)	09 300 - 58 600	Łapy-Łynki
	2)	06 700 - 57 800	1 km na S od os. Łapy-Kołpaki
*	3)	06 000 - 65 700	1 km na E od Suraża
*	4)	05 200 - 83 100	1,5 km na W od os. Ryboły
*	5)	94 000 - 81 400	1 km na E od os. Hacki
*	6)	90 700 - 81 500	1 km na W od os. Hryniewicze Duże
*	7)	85 400 - 84 300	1 km na SE od os. Widowo
	8)	91 750 - 74 300	Nałogi

*	9)	90 000 - 68 000	Niewino-Zakrzewskie
	10)	91 800 - 66 100	Kalinówka
	11)	93 000 - 60 300	Moskwin

P. 37 — Sł. 37 (ark. Narew)

*	1)	06 000 - 90 700	Dawidowicze
*	2)	05 000 - 01 000	1 km na NE od os. Ancuty
*	3)	09 000 - 17 000	1 km na SE od os. Juszkowy Gród
*	4)	92 800 - 14 800	Skupowo Str.
	5)	91 700 - 11 400	1,5 km na NW od os. Nowosady
*	6)	94 000 - 06 700	1 km na E od os. Rzepiska
	7)	94 800 - 99 300	1 km na W od os. Kamień
	8)	95 400 - 95 000	Kleniki
	9)	88 000 - 98 050	Osówka

P. 38 — Sł. 31 (ark. Płońsk)

	1)	81 900 - 12 600	Sobokleszcz
*	2)	71 500 - 17 900	Fw. Jackowo-Oktawin
*	3)	69 500 - 19 000	1 km na W od os. Pianowo-Bargły
*	4)	60 500 - 16 000	Studzianka
*	5)	60 200 - 14 500	Miękoszyn
*	6)	61 000 - 02 000	Smulska
*	7)	60 000 - 96 300	Olszyny Nowe

P. 38 — Sł. 32 (ark. Pułtusk)

	1)	83 550 - 28 350	Gzy
*	2)	58 800 - 33 300	Karolino
*	3)	60 700 - 27 700	Guty

P. 38 — Sł. 33 (ark. Wyszków)

	1)	72 500 - 55 500	Wielątki Nowe
	2)	70 500 - 55 800	Bł. Płocha

P. 38 — Sł. 34 (ark. Małkinia)

	1)	69 700 - 11 900	0,5 km na NW od os. Dąbrowa
	2)	62 000 - 13 700	Łomna
*	3)	62 900 - 09 000	1 km na SW od os. Trzciniec Dż.
	4)	63 000 - 04 400	Rostki
**	5)	56 000 - 98 600	Błoniewo
*	6)	58 200 - 04 900	1 km na NE od os. Wrotnów
*	7)	59 000 - 12 000	1 km na N od os. Dybów
	8)	58 800 - 16 300	Wymysły

P. 38 — Sł. 35 (ark. Ciechanowiec)

*	1)	78 350 - 29 200	1 km na W od os. Nowodwory
	2)	77 500 - 26 800	1 km na N od os. Tymianki-Dębosze
	3)	80 100 - 51 400	1 km na W od os. Lubieszcze
	4)	67 700 - 51 000	1,5 km na N od os. Mierzynówka
	5)	66 000 - 46 000	Kosianka-Boruty
	6)	67 700 - 36 000	1 km na W od os. Poniaty
*	7)	59 500 - 51 800	Krynki-Sobole

	8)	57 800 - 51 100	Morze
	9)	57 000 - 54 000	Kłopoty-Stanisławy

P. 38 — Sł. 36 (ark. Brańsk)

	1)	81 100 - 69 550	Skrzypki Małe
	2)	79 700 - 72 000	0,5 km na W od os. Gaj
	3)	76 700 - 57 400	1,2 km na NE od os. Puchały Nw.
	4)	76 500 - 76 800	1 km na SW od Fw. Knorydy Podleśne
*	5)	74 900 - 78 600	1,5 km na NE od os. Kol. Krasna Wieś
	6)	73 000 - 80 000	1 km na E od os. Krasna Wieś
	7)	74 000 - 82 100	Dydule
	8)	77 100 - 87 500	Szernie
	9)	70 000 - 88 750	0,8 km na NW od os. Suchowolce
*	10)	61 400 - 86 900	1,7 km na NW od os. Czeremcha rejon Mikulicz
*	11)	58 500 - 78 750	1,5 km na E od os. Milejczyce
*	12)	58 200 - 66 400	G. Żurobice
*	13)	61 000 - 58 000	Lipiny
*	14)	57 500 - 57 000	Lachówka
*	15)	58 500 - 87 300	0,6 km na W od os. Rożniki

P. 38 — Sł. 37 (ark. Hajnówka)

*	1)	78 000 - 18 000	1,5 km na W od os. Czerlonka
	2)	78 000 - 23 200	Krzyże
	3)	76 400 - 02 000	Pasiecznik-Stepki
*	4)	72 500 - 04 800	1 km na SW od os. Piaski
*	5)	66 300 - 93 800	1,8 km na S od os. Jelonka
	6)	56 700 - 94 000	Stawiszcze

P. 39 — Sł. 28 (ark. Kłodawa)

*	1)	37 800 - 92 000	1 km na E od os. Zbójno
*	2)	40 400 - 01 000	Dąbrowice
*	3)	36 500 - 01 600	0,5 km na W od os. Iwiny

P. 39 — Sł. 29 (ark. Gostynin)

	1)	48 000 - 40 800	Kunki
	2)	43 500 - 38 500	Przychód Borowy
	3)	38 000 - 50 000	Lubików
	4)	33 800 - 50 700	Fw. Wola Stępowska

P. 39 — Sł. 33 (ark. Tłuszcz)

	1)	31 450 - 75 850	Józefin-Gęsianka
	2)	28 000 - 74 150	Matałki

P. 39 — Sł. 34 (ark. Węgrów)

*	1)	54 200 - 96 900	Maciejów
	2)	54 000 - 03 600	2 km na E od os. Tchórzowa
	3)	54 150 - 07 050	1 km na SW od os. Wrzoski
	4)	54 900 - 09 600	Pogorzel
	5)	50 800 - 12 900	Sawin
	6)	50 000 - 10 000	Wola Orzeszowska
*	7)	47 900 - 10 250	1 km na N od os. Chmielów

8)	45 000 - 94 150	1 km na NW od os. Zawady
9)	41 100 - 92 800	Żabokliki
* 10)	35 500 - 97 000	1 km na NE od os. Suchodół
11)	31 700 - 95 450	0,5 km na S od os. Połków-Sagały
12)	42 000 - 15 200	Przywczki
13)	38 000 - 21 000	1,5 km na SW od os. Kożuchów

P. 39 — Sł. 35 (ark. Drohiczyn n/Bugiem)

* 1)	52 700 - 25 400	Bujały
* 2)	48 000 - 30 900	1 km na SE od os. Czekanów
3)	51 500 - 48 600	1 km na S od os. Narojki
4)	28 300 - 47 000	1,5 km na S od os. Niemojki
* 5)	31 500 - 44 100	1 km na N od os. Raczyny
* 6)	33 400 - 41 100	1 km na W od os. Dąbrowa
* 7)	34 700 - 30 700	1,5 km na NW od os. Paprotnia
8)	41 000 - 26 000	Zawady
9)	42 000 - 24 000	Remiszew Mł.
* 10)	39 300 - 26 800	1,5 km na E od os. Włodki
11)	37 000 - 24 000	1 km na S od os. Kożuchówek
12)	32 000 - 26 300	Rzeszotków

P. 39 — Sł. 36 (ark. Siemiatycze)

1)	54 800 - 60 700	Romanówka
2)	53 400 - 70 500	Zalesie
* 3)	54 500 - 85 700	1 km na W od os. Borki
* 4)	48 200 - 78 100	0,5 km na SW od os. Horodźki-Terebuny
5)	47 300 - 76 650	1 km na SE od os. Borysowszczyzna
6)	45 900 - 72 200	1 km na S od G. Sokole
7)	42 700 - 82 000	0,5 km na S od os. Wilanowo
* 8)	30 000 - 76 300	1,5 km na E od os. Borsuki

P. 40 — Sł. 25 (ark. Pyzdry)

1)	68 600 - 63 000	Radliniec
2)	67 000 - 61 000	1 km na SE od Fw. Stramnice

P. 40 — Sł. 26 (ark. Konin)

1)	21 000 - 18 000	Włodzimirów
2)	23 500 - 37 500	Święcia
3)	24 900 - 40 000	1 km na W od os. Modła
4)	19 000 - 38 100	Lisiec Nw.
* 5)	18 000 - 44 000	Krępa

P. 40 — Sł. 27 (ark. Koło)

1)	77 600 - 38 000	Bierzmo Duże
* 2)	68 300 - 30 950	Grabieniec-B

P. 40 — Sł. 28 (ark. Łęczyca)

* 1)	77 600 - 72 800	Kliny
2)	78 000 - 57 300	Tarnówka

P. 40 — Sł. 29 (ark. Kutno)

*	1)	20 500 - 37 500	Załusinek

P. 40 — Sł. 31 (ark. Żyrardów)

	1)	20 000 - 99 500	Bronisławów
	2)	19 400 - 02 300	Faszczyce Nw.
	3)	17 700 - 92 200	Duninopol-Las

P. 40 — Sł. 32 (ark. Warszawa pd.)

	1)	22 000 - 29 800	Okęcie
	2)	17 000 - 28 500	Rybie
	3)	13 700 - 31 400	Jeziorki
	4)	11 800 - 29 000	Nw. Wola
**	5)	06 300 - 29 600	Gołków

P. 40 — Sł. 33 (ark. Mińsk Mazowiecki)

	1)	15 300 - 66 300	Woźniców
	2)	14 500 - 71 200	0,5 km na E od os. Grabina
	3)	19 300 - 80 300	1,5 km na W od os. Pełczanka
*	4)	06 100 - 80 450	Dzielnik
	5)	09 400 - 84 100	Wola Stanisławowska

P. 40 — Sł. 34 (ark. Siedlce)

*	1)	27 000 - 04 000	1 km na W od os. Aleksandrówka
*	2)	14 400 - 07 300	1 km na SE od os. Nowaki
	3)	11 000 - 19 100	Kol. Wiśniew
*	4)	07 200 - 14 650	1 km na E od os. Przywory
	5)	11 100 - 00 000	0,5 km na E od os. Francuzy
	6)	07 200 - 96 800	1 km na NE od os. Brodki
	7)	07 700 - 90 200	Jeruzal
*	8)	03 300 - 94 400	Łomnica

P. 40 — Sł. 35 (ark. Łosice)

	1)	25 400 - 43 650	1 km na SE od os. Rzewuski-Zawady
	2)	20 600 - 56 600	Różowa
	3)	17 500 - 51 100	Mszanna
	4)	18 900 - 52 850	G. Chotycze
*	5)	18 200 - 42 900	Szydłówka
*	6)	15 300 - 45 800	Olszanka
	7)	13 500 - 36 000	Modrzew
	8)	17 900 - 28 600	Pruszyn-Pieńki
	9)	12 200 - 27 300	0,5 km na NW od os. Zdany
*	10)	10 500 - 38 000	Kwasy
	11)	22 600 - 42 300	Wólka-Biernaty
	12)	02 000 - 44 300	1,3 km na NE od os. Krzymoszyce

P. 40 — Sł. 36 (ark. Biała Podlaska)

	1)	24 000 - 61 400	1 km na NE od os. Wyrzyki
	2)	25 000 - 68 000	Dubicze
	3)	17 000 - 78 100	1,5 km na SW od os. Paulinów-Mauryki

	4)	13 000 - 82 000	1 km na SW od St. Rokitno
	5)	14 400 - 89 600	Rokitno
	6)	06 000 - 80 800	Bg. Mszonnik

P. 40 — Sł. 37 (ark. Brześć n/Bugiem)

	1)	16 000 - 95 200	1 km na W od os. Nowina
*	2)	15 000 - 00 500	Mokrany Nw.
*	3)	08 300 - 05 300	Małaszewicze Mł.
*	4)	03 600 - 05 200	2 km na N od Fw. Podolanka
	5)	03 500 - 01 000	2 km na S od os. Wólka Dobryńska

P. 41 — Sł. 19 (ark. Gubin)

*	1)	50 400 - 81 000	0,5 km na SW od os. Koperno (Küppern)
	2)	51 000 - 82 800	1 km od SW od os. Czernowice (Schernewitz)
*	3)	49 500 - 84 200	0,5 km na W od os. Stargard Gubiński (Stargardt)
	4)	47 900 - 84 200	Witaszkowo (Vettersfelde)
	5)	45 000 - 86 700	Jasienica (Jessnitz)
*	6)	40 000 - 87 800	3 km na ENE od os. Brody (Pförten)
*	7)	35 700 - 79 500	2,3 km na WSW od os. Marianka (Marienhain)

P. 41 — Sł. 20 (ark. Lubsko)

*	1)	53 100 - 01 200	1,2 km na WNW od os. Janiszowice (Jähnsdorf)
*	2)	54 900 - 09 000	1,2 km na SW od os. Przychów (Preichow)
*	3)	43 900 - 19 500	1 km na SSW od os. Krzewiny (Buschvorwerk)
	4)	38 300 - 12 300	1 km na NE od os. Białowice (Billendorf)
*	5)	55 200 - 18 700	Ług (Lug Vw.)

P. 41 — Sł. 21 (ark. Zielona Góra)

	1)	51 700 - 36 000	0,5 km na SE od os. Ługowo (Wilhelminenthal)
	2)	49 800 - 45 100	1 km na NW od os. Niedoradz (Nittritz)
	3)	50 000 - 49 400	2 km na NNE od os. Bobrowniki (Bobernig)
	4)	44 200 - 56 500	2,5 km na SE od os. Stany (Aufhalt)
	5)	39 200 - 32 500	0,7 km na NW od os. Górna (Bergkolonie)
	6)	40 900 - 31 250	2 km na WNW od os. Broniszów (Brunzelwaldau)
	7)	43 100 - 29 400	Pierzwin (Pürben)
	8)	37 700 - 28 000	0,5 km na ENN od os. Skibice (Peterswaldau)
*	9)	35 500 - 28 900	1,5 km na WSW od os. Przylaski (Reinshain)

P. 41 — Sł. 22 (ark. Wschowa)

	1)	42 400 - 86 500	Tylewice (Tellendorf)
*	2)	41 000 - 85 000	1,5 km na SSE od os. Łysiny (Lissa)
	3)	42 200 - 82 700	1,3 km na SE od os. Sterlicz (Bienemühl)
*	4)	38 100 - 66 800	1 km na NE od os. Bielawy (Lindenkranz)

P. 41 — Sł. 25 (ark. Jarocin)

	1)	52 600 - 62 500	Patoka
	2)	56 500 - 78 700	1 km na S od os. Sławoszew
	3)	57 600 - 80 800	Strzydzew

P. 41 — Sł. 26 (ark. Kalisz)

	1)	49 000 - 93 300	Bielawy
	2)	45 000 - 92 700	Wszołów
	3)	38 800 - 95 500	1 km na NW od os. Kotowiecko
	4)	36 000 - 97 900	Leonardów

P. 41 — Sł. 27 (ark. Uniejów)

	1)	60 400 - 31 200	Październowice
	2)	57 700 - 32 400	Targówka
	3)	55 000 - 30 800	Kol. Karolew

P. 41 — Sł. 28 (ark. Ozorków)

	1)	54 700 - 82 500	Ignacew
	2)	51 500 - 72 900	Złotniki
	3)	41 500 - 58 300	Wola
	4)	45 000 - 85 000	Adamów Nw.
	5)	49 200 - 89 700	Jedlicze
	6)	43 200 - 87 200	Placydów

P. 41 — Sł. 29 (ark. Łódź)

*	1)	01 000 - 22 500	Grabiszew
*	2)	95 600 - 21 000	Ciosny
	3)	94 000 - 34 700	Lipa
*	4)	88 900 - 37 800	Warszewice
*	5)	82 200 - 34 500	Nowosolna
	6)	78 000 - 20 000	Cyganka

P. 41 — Sł. 30 (ark. Skierniewice)

	1)	97 300 - 60 000	Pszczonów
*	2)	89 200 - 55 800	Wólka Krosnowska
	3)	90 000 - 61 700	Drzewce
	4)	80 800 - 61 200	Jeżów
*	5)	75 000 - 62 700	Sabinów

P. 41 — Sł. 31 (ark. Mszczonów)

*	1)	92 000 - 00 200	Piekary
	2)	94 300 - 14 100	Fw. Łękomin
	3)	82 900 - 07 500	0,5 km na NE od os. Zalesie

P. 41 — Sł. 32 (ark. Grójec)

	1)	96 000 - 29 400	Prażmów Nw.
	2)	94 800 - 35 600	Wysoczyn
*	3)	97 500 - 40 000	Cedrowice
	4)	99 400 - 42 400	Ługówka
*	5)	89 700 - 41 300	Witoldów
	6)	92 400 - 32 200	Pieczyska
*	7)	87 300 - 38 600	Paczkowizna
	8)	82 500 - 32 600	Miedzechów

P. 41 — Sł. 33 (ark. Garwolin)

*	1)	96 700 - 69 300	1 km na NW od os. Lipówki
*	2)	76 300 - 80 000	0,5 km na SE od os. Chotynia
	3)	80 300 - 72 500	Polesie Rowskie

P. 41 — Sł. 34 (ark. Żelechów)

*	1)	97 400 - 00 300	1 km na SE od os. Zgórznica
*	2)	87 600 - 03 500	Grudź
*	3)	93 600 - 17 100	Dąbie

P. 41 — Sł. 35 (ark. Łuków)

*	1)	94 000 - 33 000	0,5 km na NW od os. Szaniawy-Matysy
*	2)	85 500 - 40 000	Lipniaki

P. 41 — Sł. 36 (ark. Łomazy)

	1)	99 500 - 59 600	Sitno
	2)	95 500 - 60 000	1 km na W od os. Żerocin
*	3)	83 850 - 68 000	Kol. Kolembrody
	4)	79 500 - 65 100	Komarówka

P. 41 — Sł. 37 (ark. Sławatycze)

	1)	86 200 - 97 000	Kol. Tuczna
	2)	82 000 - 06 200	2 km na NE od os. Zańków
*	3)	78 000 - 06 200	2 km na NW od os. Liszna
*	4)	76 700 - 04 500	3 km na NW od os. Sławatycze
*	5)	77 500 - 99 500	1 km na SE od Fw. Zofiówka

P. 42 — Sł. 21 (ark. Szprotawa)

*	1)	34 700 - 47 300	Drwalowice (Wallwitz)
*	2)	25 500 - 38 300	Siecieborzyce (Rückersdorf)
	3)	32 800 - 35 500	1 km na S od os. Bulin (Bullendorf)

P. 42 — Sł. 22 (ark. Głogów)

	1)	33 200 - 89 700	1 km na SW od os. Kowalewo (Kabel)
	2)	24 100 - 72 500	1 km na NE od os. Kurowice (Hahnenfeld)
*	3)	22 200 - 65 100	1 km na W od os. Wierzchowice (Haselquell)
*	4)	19 700 - 58 700	1 km na SW od os. Dzików (Heidevorwerk)
*	5)	18 900 - 60 400	1 km na WNW od os. Koźlice (Koslitz)
	6)	09 500 - 71 000	1 km na SE od os. Paulinów (Paulinenhof)
*	7)	15 900 - 81 400	1 km na SE od os. Wilczyn (Willschau)
*	8)	18 400 - 86 500	0,5 km na SE od os. Szymocin (Simbsen)
	9)	16 800 - 86 300	1,5 km na NE od os. Proszówek (Friedrichsdorf)
*	10)	14 500 - 88 500	0,5 km na NNW od os. Gawronki (Kl. Gaffron)
	11)	13 600 - 84 800	0,5 km na W od os. Włosienica (Lindenbach)

P. 42 — Sł. 24 (ark. Rawicz)

*	1)	19 800 - 34 100	Pakosław
	2)	08 500 - 54 000	0,7 km na SE od os. Duchowo (Weinberge)

P. 42 — Sł. 27 (ark. Sieradz)

	1)	73 000 - 63 600	1 km na NW od os. Zagajew
	2)	72 300 - 61 500	Chociszew
	3)	61 000 - 71 400	0,5 km na SE od os. Dzierlińska Wola
*	4)	59 250 - 69 600	Zapusta Wlk.
	5)	58 400 - 70 600	0,8 km na NE od os. Kłocko
	6)	58 500 - 62 700	Oraczew Wlk.
	7)	55 000 - 57 700	Bukowiec

P. 42 — Sł. 28 (ark. Zduńska Wola)

	1)	70 100 - 03 200	Chorzeszów
	2)	69 300 - 98 600	Wrzeszcewice
	3)	66 000 - 96 500	Stryjowskie Budy
	4)	65 100 - 94 000	1,3 km na NE od os. Kęszyce
	5)	63 100 - 91 400	Florianki

P. 42 — Sł. 29 (ark. Pabianice)

*	1)	67 800 - 35 300	0,5 km na N od os. Wola Rakowa
*	2)	68 700 - 37 400	Wygoda
*	3)	48 300 - 28 400	Lubonia
	4)	49 700 - 24 800	Błeszyn

P. 42 — Sł. 30 (ark. Tomaszów Mazowiecki)

*	1)	67 000 - 58 200	Teodorów

P. 42 — Sł. 31 (ark. Nowe Miasto n/Pilicą)

	1)	72 200 - 98 300	Kol. Sadkowice II
	2)	61 900 - 10 000	Ślepowola
	3)	67 000 - 08 900	Dąbrowa
	4)	65 300 - 15 500	0,5 km na NE od D. Jastrzębia

P. 42 — Sł. 32 (ark. Białobrzegi)

*	1)	72 700 - 24 200	Kol. Długowola
	2)	69 300 - 22 100	D. Piekarty

P. 42 — Sł. 34 (ark. Dęblin)

	1)	68 500 - 04 600	Rzyczyna
	2)	69 700 - 06 000	Wojciechówka

P. 42 — Sł. 35 (ark. Kock)

*	1)	70 000 - 26 700	Bronisławów Duży
*	2)	71 400 - 38 700	Jez. Biel
	3)	57 000 - 40 600	Jeleń
*	4)	52 900 - 47 300	1 km na SE od os. Antoniówka
*	5)	44 600 - 40 450	0,5 km na W od os. Wola Lisowska
	6)	54 500 - 33 000	Krzywda

P. 42 — Sł. 36 (ark. Parczew)

	1)	72 200 - 62 400	Rudno-Leonówka
	2)	69 750 - 77 300	0,7 km od os. Paszenki

*	3)	70 800 - 88 800	Rozwadówka
*	4)	68 000 - 86 000	Dołholiska
*	5)	65 000 - 87 200	Bojary
	6)	46 000 - 71 000	Fw. Walerianów
	7)	46 000 - 61 400	Jez. Miejskie i Jez. Kleszczów
	8)	46 500 - 60 000	1 km na NE od os. Ostrów Lubelski
	9)	62 500 - 69 000	Przewłoka
	10)	56 000 - 72 500	Bednarzówka

P. 43 — Sł. 22 (ark. Lubin)

	1)	00 200 - 65 300	2 km na NE od os. Chocianów (Kotzenau)
	2)	97 300 - 79 600	3,5 km na W od os. Obora (Oberau)
	3)	80 000 - 76 500	0,8 km na SE od os. Miłkowice (Arnsdorf)

P. 43 — Sł. 23 (ark. Wołów)

	1)	02 600 - 16 200	1,5 km na E od os. Turzany (Exau)
	2)	99 900 - 18 500	Zakrzewo (Buschwiese)
	3)	98 700 - 08 500	2 km na WSW od os. Nieszkowice (Niederau)
	4)	89 800 - 13 750	0,7 km od os. Godzięcin (Thiergarten)
	5)	86 650 - 11 300	2 km na ESE od os. Lipnica (Leipnitz)
*	6)	91 300 - 18 700	2 km na SE od os. Górowo (Konradswaldau)

P. 43 — Sł. 24 (ark. Trzebnica)

	1)	02 500 - 22 000	1 km na E od os. Kliszkowiczki (Kl. Freyersdorf)
	2)	03 900 - 50 250	0,5 km na W od os. Świebodów (Frankenberg)
	3)	98 800 - 38 900	1 km na SE od os. Ujeździec Mały (Kl. Ujeschütz)
*	4)	89 850 - 24 100	0,5 km na SE od os. Wilkowa Mała (Friedensruh)
	5)	90 500 - 32 900	0,5 km na SE od os. Pawłów Trzebnicki (Paulskirch)
	6)	90 500 - 46 400	1 km na W od os. Złotówek (Schlottauermühlen)

P. 43 — Sł. 27 (ark. Złoczew)

	1)	36 000 - 47 200	Rybka
	2)	28 000 - 57 300	Kąty
	3)	25 000 - 57 700	Łagiewniki

P. 43 — Sł. 28 (ark. Szczerców)

*	1)	46 800 - 02 500	Bachorzyn
	2)	35 300 - 90 400	Lucjanów
	3)	26 700 - 83 400	0,5 km na SE od os. Tobułki
	4)	25 400 - 86 500	Pierzyny

P. 43 — Sł. 29 (ark. Piotrków Trybunalski)

*	1)	17 400 - 42 500	Teofilów
*	2)	22 100 - 36 900	1 km na SW od os. Wielopole
*	3)	32 500 - 22 300	Dobiecin
	4)	30 600 - 23 800	Mokracz
*	5)	28 000 - 23 800	Góry Borowskie
*	6)	25 400 - 24 300	Spólne
	7)	23 500 - 22 000	1 km na SE od os. Zawadów

P. 43 — Sł. 35 (ark. Lublin pn.)

	1)	43 300 - 39 400	Mieczysławka
	2)	40 000 - 54 200	1 km na N od Fw. Brzostówka

P. 43 — Sł. 36 (ark. Łęczna)

**	1)	21 000 - 59 800	Ciechanki Krzesimowskie

P. 44 — Sł. 22 (ark. Legnica)

	1)	77 000 - 70 300	0,5 km na NNW od os. Kwiatów (Blumen)
	2)	77 400 - 76 200	1 km na W od os. Ulesie (Waldau)
	3)	77 800 - 92 000	Jaśkowice Legnickie (Jeschkendorf)

P. 44 — Sł. 23 (ark. Środa Śl.)

	1)	69 250 - 12 200	Źródła (Borne)
	2)	70 200 - 15 400	0,5 km na N od os. Wróblowice (Frobelwitz)
*	3)	59 000 - 96 700	1 km na S od os. Jarosław (Jerschendorf)
	4)	62 100 - 11 700	0,2 km na N od os. Lisowice (Onerkwitz)
	5)	59 300 - 17 400	1 km na S od os. Małkowice (Waldtal)

P. 44 — Sł. 29 (ark. Radomsko)

	1)	17 400 - 24 500	0,5 km na N od os. Szpinalew Boczny

P. 45 — Sł. 23 (ark. Świdnica)

*	1)	52 200 - 08 440	2 km na N od os. Milin (Fürstenau)
	2)	46 300 - 16 100	1 km na S od os. Krzyształowice (Weidengrund)
	3)	42 850 - 17 000	2 km na NW od os. Strachów (Silingau)

P. 45 — Sł. 24 (ark. Oława)

	1)	36 300 - 22 500	1,5 km na E od os. Dańkowice (Dankwitz)

JERZY POKRZYWNICKI

O niektórych mało znanych polskich meteorytach

TREŚĆ: Wstęp — Meteoryt ze Świdnicy Górnej — Meteoryt z Ratynia — Meteoryt z Grzemp — Meteoryt z Moraska — Literatura cytowana

WSTĘP

Bogata skądinąd światowa literatura meteorytyczna, w tym katalogi meteorytów, bądź nie zawierają żadnych informacji o niektórych meteorytach polskich, bądź podają o nich wzmianki, które bardzo niewiele mówią. Na przykład o meteorycie ze Świdnicy Górnej [1] nie znalazłem w znanej mi obcej literaturze meteorytycznej żadnych w ogóle wzmianek; jedynie o meteorycie z Ratynia wspominał nieco szerzej Julian Siemaszko w katalogach swoich z lat 1885, 1886 i 1891, wydanych w językach rosyjskim, francuskim i niemieckim *(16-18)* *. Meteoryty z Grzemp i Moraska figurują wprawdzie w katalogu Heya z 1940 r. *(5)*, jednak z uwagą, że spadki te (czy też znaleziska) nie zostały gdzie indziej potwierdzone, wobec tego pozostają one pod znakiem zapytania. Podając spis 51 wątpliwych meteorytów (do których zaliczane są meteoryty z Grzemp i Moraska) Hey zaznacza, że niektóre spomiędzy nich nie są zapewne meteorytami, spadek czy znalezisko innych nie zostało nigdzie w sposób pewny potwierdzone lub opisane, pozostałe zaś są „wątpliwe" w tym znaczeniu, że bardzo mało albo też nic nie jest wiadomo o okazach, noszących te nazwy, a nazwy ich mogą być tylko synonimami innych spadków.

Wzmiankę o meteorytach z Grzemp i Moraska, zredagowaną zresztą w sposób jak najbardziej ogólnikowy, znajdujemy również w „Mineralogical Magazine" *(19)*. Trudno się dziwić podobnemu ubóstwu, skoro w pol-

---

[1] W literaturze światowej, a więc w tej liczbie i w katalogach, podaje się nazwy meteorytów według nazwy najbliższej miejscowości spadku, bez przypadkowania tej nazwy. W literaturze polskiej pisze się np.: meteoryt pułtuski, meteoryt łowicki itp., w katalogach jednak nazywa się je: meteoryt Pułtusk, meteoryt Łowicz, w celu uniknięcia zniekształceń nazw geograficznych polskich w literaturach obcych.

* Liczby *kursywą* w nawiasach odsyłają do spisu literatury na końcu artykułu.

skiej literaturze naukowej nie ukazały się żadne opracowania tych meteorytów, jeśli nie liczyć pracy I. W. Szulczewskiego z 1923 r. *(21)* lub krótkich wzmianek, jakie znajdujemy np. w „Mineralogii" Łaszkiewicza *(9)*.

Celem niniejszej pracy jest więc m. in. wprowadzenie wspomnianych meteorytów polskich do literatury meteorytycznej światowej.

METEORYT ZE ŚWIDNICY GÓRNEJ

S. m. s.[2]: $\varphi = 51^{0}45'$, $\lambda = 16^{0}21'$.

Skąpe i niepełne są nasze wiadomości o tym meteorycie. Dowiedzieliśmy się tylko ze szczupłej na ten temat literatury *(1, 13, 22)*, że o godz. 17-ej, w nieznanym na razie dniu i miesiącu 1856 r. zaobserwowano w okolicy Świdnicy Górnej [3] pod Wschową w Poznańskiem kulę ognistą, która się rozpadła dając spadek meteorytów. Kazimierz Kwilecki kazał poszukiwać odłamków i w jesieni 1857 r. znaleziono jeden okaz meteorytu, który Kwilecki podarował Poznańskiemu Towarzystwu Przyjaciół Nauk, gdzie meteoryt ten przechowywany był w zbiorach tego Towarzystwa *(24)*. Okaz był badany w Wydziale Nauk Przyrodniczych [4] wspomnianego Towarzystwa. Wygłosił nawet o nim referat na posiedzeniu Towarzystwa w roku 1858 dr Józef Szafarkiewicz *(1)*. Okaz ten należy uważać za zaginiony. Kiedy jednak i w jakich okolicznościach zginął on ze zbiorów Towarzystwa, ustalić się nie udało. Można jednak sądzić, że było to już dość dawno, prawdopodobnie jeszcze przed pierwszą wojną światową i przed połączeniem zbiorów Poznańskiego Towarzystwa Przyjaciół Nauk ze zbiorami Muzeum Wielkopolskiego. Formalnie połączenie to dokonane zostało w listopadzie 1924 r., a w 1925 r. zbiory te już przeniesiono do lokalu w Ogrodzie Zoologicznym. Prof. Szulczewski, autor pracy o meteorytach wielkopolskich *(21)*, który do roku 1924 był kustoszem Muzeum Wielkopolskiego i żywo interesował się meteorytami, nigdy, jak mi oświadczył, meteorytu ze Świdnicy Górnej nie oglądał. Nie figuruje on również w katalogach muzeów poznańskich, ani w opisie zbiorów PTPN z roku 1897 (Rocznik PTPN, t. XXIV, s. 229-238).

Według danych z roku 1858 ciężar właściwy meteorytu wynosił 3,018 *(22)*. Na tym muszą się jednak skończyć na razie nasze dociekania. Możemy co najwyżej wspomnieć, że ciężar właściwy aerolitów waha się na ogół w granicach od 3,10 do 3,84 (średnia 3,54, fide *6*, s. 189), natomiast ciężar właściwy gatunku aerolitów — achondrytów, odmian eukrytów i howar-

---

[2] S. m. s. oznacza spółrzędne geograficzne miejsca spadku.

[3] Obecnie Świdnicy przywrócono jej dawną nazwę Siedlnica. Dla meteorytu zachowuję jednak starą nazwę, pod którą wymieniają ten meteoryt źródła polskie.

[4] Zawiązanym 31.X.1857 r. staraniem dra Gąsiorowskiego.

lytów wynosi średnio 3.24 (według Czyrwinskiego, fide *6*). Znamy jednak eszcze lżejsze aerolity: są to niektóre okazy tzw. chondrytów węglistych, których ciężar właściwy spada nieraz poniżej 3.

Czy oprócz okazu, podarowanego przez Kwileckiego Towarzystwu, nie były później znalezione jakieś inne okazy ze spadku aerolitów w Świdnicy Górnej, nie wiemy. Ówczesne źródła podają, że Kwilecki nakazał ich poszukiwanie, ale pozostało ono bez pozytywnego wyniku.

METEORYT Z RATYNIA

S. m. s.: $\varphi = 52^0 12'$, $\lambda = 17^0 59'$.

Wzmianek o tym meteorycie nie znajdujemy ani w spisach meteorytów, np. w pracy Wülfinga, lub w katalogu Berwertha czy innych dawniejszych autorów, ani też nowszych, np. Priora czy Heya; dane o nim zaczerpnęliśmy z codziennej ówczesnej polskiej literatury *(2, 3, 4, 7, 8, 23)*[5], katalogów kolekcji Siemaszki *(16-18)* i Słownika Geograficznego *(20)*.

Oto opis spadku:

Dnia 24 sierpnia (n. st.) 1880 r., pomiędzy godz. 14 i 15, we wsi Ratyniu, gminy Golina, położonej ok. 13 km od m. Konina, spadł meteoryt wagi ponad 2 funty, przy czym zarył się w ziemię na głębokość 1/4 łokcia. Spadkowi towarzyszył huk czy też „szum okropny". Meteoryt spadł pośród kilkunastu (ewent. 12) koszących łąkę kosiarzy owiewając ich „gorącym jak żar wiatrem", który, jak pisano wówczas, „chwilowo zatamował im oddech", lecz żadnej krzywdy im nie uczynił. Spadek miał nastąpić w czasie „nadzwyczajnej" ulewy, a nawet gwałtownej burzy, co nasuwa pewne wątpliwości, ponieważ kosiarze nie byliby pewnie wówczas na polu i meteoryt nie mógłby spaść „pomiędzy nich". Wersja o spadku podczas burzy mogła łacno powstać, gdyż w tej porze roku 1880 szalały nad Polską burze, które poczyniły nawet duże szkody. Zresztą wersji o burzy można dać inne tłumaczenie. Mogło tu chodzić poprostu o zjawiska atmosferyczne podobne do zjawisk towarzyszących burzy (np. dźwięki, błysk, podmuch), nie zaś o burzę w naszym rozumieniu.

Meteoryt został wydobyty i dostał się do rąk wójta gminy Golina o nazwisku Johne, lecz tu się jego ślad na razie urywa. Okaz miał być kształtu nieforemnego, „twardy jak szkło, podobny do skrystalizowanej soli" i, jak przypuszczano wówczas, był widocznie częścią jakiejś większej bryły. Z powyższego opisu można jedynie sądzić, że był to aerolit o lśniącej otoczce opalenizny; dalsze spekulacje na temat, jaką mógł reprezento-

[5] Wzmianki te powołują się przeważnie na czasopismo „Kaliszanin" (1880 r.), którego nie udało mi się znaleźć w żadnej bibliotece, nawet w Kaliszu.

wać odmianę, wkraczałyby już w dziedzinę fantazji. „Aerolitem" nazywają go zresztą niektóre wyżej zacytowane źródła.

Co się stało ze spadłym okazem, nie udało się dotychczas wyjaśnić, nie wiadomo również, czy oprócz znalezionego nie spadły jeszcze inne odłamki. W każdym razie wydaje się, że spadek nie zainteresował uczonych polskich, gdyż w naszej literaturze naukowej nie spotkałem ani szczegółowego opisu zjawiska, ani opisu spadłego okazu. Jak się zdaje, w literaturze naukowej pierwsze i może jedyne wzmianki o spadku w Ratyniu znajdujemy w katalogach meteorytów kolekcji Juliana Siemaszki z lat 1885, 1886 i 1891 *(16-18)*.

Co się tyczy daty spadku, to w Słowniku Geograficznym z 1888 r. *(20)* podano ją na 12 sierpnia, bez oznaczenia stylu; datę tę podają również ówczesne znane mi, wychodzące w Królestwie czasopisma, prawdopodobnie jednak data ta musiała być starego stylu. Pierwsza wzmianka, jaką znalazłem w prasie, zamieszczona została w Nr 199 „Kuriera Warszawskiego" z dnia 25 sierpnia (6 września) roku 1880, gdzie datę spadku podano również na 12 sierpnia i, podobnie jak w odniesieniu do Słownika Geograficznego, sądzić należy, że data ta była starego stylu. To samo w „Gazecie Kieleckiej" *(2)*.

Gdyby data ta miała być nowego stylu, to datę spadku według starego stylu musielibyśmy cofnąć o 12 dni i przyjąć, że spadek nastąpił dnia 31 lipca, a daty tej żadne źródła nie wymieniają. Przy tym trudno przypuszczać, aby prasa warszawska donosiła o wypadku sprzed trzech z górą tygodni, a więc z tak znacznym opóźnieniem. Datę 24 sierpnia podaje natomiast Siemaszko, który w swych katalogach używa nowego stylu i badał spadek w czasie swego pobytu w Warszawie, prawdopodobnie w 1885 r.

Zbieracz ten zainteresował się bardzo spadkiem w Ratyniu i w czasie swej podróży po Europie, którą przedsięwziął w celu wzbogacenia swych zbiorów meteorytów drogą zakupu lub wymiany, odwiedził również Warszawę i spadek ten badał starając się uzyskać z niego jakiś odłamek do swego zbioru. Według tego autora, spadek miał niewątpliwie miejsce i, jak pisze, był obserwowany przez kilka osób i „dobrze opisany". Na prośbę Siemaszki na teren spadku udał się ob. Gołkowski z Warszawy i badał go starannie w towarzystwie świadków spadku, lecz żadnych okazów meteorytu nie znalazł. Teren spadku był podziurawiony pełnymi wody otworami, z których wydobywano glinę dla cegielni.

Wprawdzie dostarczono Siemaszce jakiś okaz, który wykazywał dzięki swej czarnej otoczce i cząstkom metalicznym, duże podobieństwo do meteorytu, jednak Siemaszko uznał go za pseudometeoryt — okaz diabazu o budowie ofitowej, który leżał przez czas dłuższy w wodzie lub wilgotnej ziemi. Labrador rozłożył się w nim, a piroksen pozostał prawie

nienaruszony. Zresztą można zauważyć, że budowę ofitową i duże podobieństwo do gabro-diabazów wykazują niektóre odmiany meteorytów kamiennych — bogate w wapń achondryty: eukryty i szergotyty. Tak więc odróżnienie ich od skał ziemskich nasuwa nieraz nawet biegłym fachowcom duże trudności. Czy w danym przypadku Siemaszko nie pomylił się (w co należałoby raczej wątpić), pozostanie na zawsze nierozstrzygnięte.

METEORYT Z GRZEMP

S. m. s.: $\varphi = 52^0 52'$, $\lambda = 16^0 38'$.

Dnia 3 września 1910 r., ok. godz. 15-tej, niejaki Bydołek, gospodarz ze wsi Grzempy, położonej ok. 9 km od m. Czarnkowa w Poznańskiem, pracując na swej zagrodzie ujrzał nagle spadającą na ziemię kulę ognistą. Kula ta spadając odcięła kilka gałęzi z pobliskiego drzewa i wryła się w ziemię. Równocześnie dał się słyszeć gwałtowny, podobny do grzmotu łoskot i „utworzyły się gazy przypominające siarkę spaloną". Kopiąc niezwłocznie w miejscu spadku wydobył Bydołek meteoryt wielkości pięści, kształtu okrągławego, wagi 690 g. Był on tak gorący, że nie dawał się utrzymać w ręku. Okaz wykazywał dwie powierzchnie rozłamu: jedną świeżą, powstałą przy uderzeniu meteorytu o gałęzie lub o ziemię, drugą powstałą wskutek odpadnięcia części masy jeszcze w atmosferze [6]. Odłamków tych nie udało się odnaleźć.

Spadły okaz uzyskano przy pomocy władz miejscowych jako dar dla Muzeum Wielkopolskiego w Poznaniu, lecz wszedł on w skład zbiorów tego Muzeum dopiero po dłuższych pertraktacjach z jednym z niemieckich obserwatoriów astronomicznych, prawdopodobnie w Treptow, które rościło sobie do niego pretensje. Jak wynika z udzielonych mi notatek prof. St.

[6] Według uprzejmie mi udzielonych notatek prof. Małkowskiego relacja prof. Zerbsta z Piły, zamieszczona w „Schneidemühler Zeitung" *(15)* i przytoczona w artykule prof. Könnemanna z Poznania w „Ostdeutsches Sonntagsblatt" z 1911 r., brzmi jak następuje:

„Czarnikau. 8 September. Ein Meteorit ging am Sonnabend (also am 3/9 1910) nachmittags gegen 3 Uhr in den benachbarten Friedrichsau (etwa 7 Kilometer nordöstlich von Czarnikau, 3 Kilometer südöstlich von der Haltenstelle Holländerdorf der Eisenbahnstrecke Rogasen-Kreuz) nieder. Dort war der Besitzer Bidolek mit seinem Gespann am Roszwerk tätig, als plötzlich unter furchtbarem Getöse, ähnlich dem eines Blitzschlages, eine Feuerkugel niederging und dicht vor ihm in die Erde fuhr. Von einem Baume wurden Zweige abgerissen. Bidolek grub nun sofort nach und fand in der Erde den Meteoriten, der noch so heisz war, dass er ihn nicht anfassen könnte, während ein schweflicher Geruch bemerkbar war. Von dem Steine sind zwei Stücke angesprungen, das eine, dessen Bruchstelle stark verbrannt aussieht, anscheinend während des Fluges, das andere wahrscheinlich infolge der plötzlichen Abkühlung in der Erde, da seine Bruchstelle frischer ist".

Małkowskiego, badaniem tego meteorytu zajmował się dyrektor Obserwatorium Astronomicznego w Treptow pod Berlinem dr F. S. Archenhold. Prof. Szulczewski twierdzi, że okaz badany był w Państwowym Zakładzie Geologicznym w Berlinie, lecz nie zdołałem dotychczas stwierdzić, czy dano temu wyraz w literaturze. Zrobiono zeń podobno kilka szlifów mikroskopowych dla badań w świetle przechodzącym. Okaz został w ten sposób nieco uszkodzony, lecz uprzednio, dla zachowania pierwotnego jego kształtu, podobno sporządzono zeń odlew gipsowy.

Obecnie okaz znajduje się w zbiorach poznańskich w dwóch bryłkach: 1) 659 g (główna masa) i 2) 5,5 g (odcinek). Gdzie się znajduje jego odlew gipsowy i szlify mikroskopowe, nie udało się na razie stwierdzić. Okaz jest gładko na czarno opalony, co łącznie z jego kształtem i brakiem piezogliptów nasuwa przypuszczenie, że w locie swym wirował (por. pl. II). Nie mając dokładnych danych o analizie chemicznej i mineralogicznej jego składu, trudno sądzić o gatunku i odmianie, jaki reprezentuje. W każdym razie jest to aerolit, przy tym aerolit bardzo lekki. Ciężar właściwy odcinka 5,5 g, oznaczony w roku 1954 w Zakładzie Chemii Fizycznej Uniwersytetu Poznańskiego, wynosi 2,705. Wnętrze masy jest ciemne, nakrapiane drobniutkimi, lecz dostrzegalnymi okiem nieuzbrojonym, lśniącymi, jakby metalicznymi wrostkami.

Wspomniałem już przy opisie meteorytu ze Świdnicy Górnej o bardzo nieraz lekkich meteorytach — chondrytach węglistych. Byłoby przedwczesnym zaliczanie naszego meteorytu do tej a nie innej odmiany; nie od rzeczy jednak będzie przytoczyć kilka danych o chondrytach węglistych. Odmiana ta jest rzadka: stanowi tylko około 2% ogólnej liczby meteorytów. Masa węglista, jaką w nich znajdujemy, składa się częściowo z grafitu, częściowo z odmiany bezpostaciowej węgla. Zresztą poszczególne okazy tej odmiany wykazują pewne, niekiedy nawet dość znaczne różnice w swym składzie i ciężarze właściwym, co utrudnia ich klasyfikację. Na przykład chondryt z Groznej (spadł 28 czerwca 1861 r.), który katalog meteorytów ZSRR *(25)* zalicza do chondrytów węglistych (c. wł. 3,49, przy 15°C), Prior *(14)* zaliczał do czarnych chondrytów. Chondryt węglisty z Cold Bokkeveld (spadł w prowincji Cape, Afryka Południowa, 13 października 1838 r.) miał ciężar właściwy (densité) 2,69, prawie analogiczny z ciężarem właściwym naszego meteorytu z Grzemp, ciężar zaś właściwy chondrytów węglistych z Alais we Francji (spadły 15 marca 1806 r.) wykazywał, według Rumlera, ciężar właściwy tylko 1,7025 (fide *11*). Meteoryt ze Starego Boryskina w ZSRR, zaliczany do chondrytów węglistych, również pod względem swego ciężaru właściwego podobny jest do meteorytu z Grzemp. Ciężar właściwy dwóch ułamków (2 × 2 × 3 cm)[7] meteo-

[7] Por. Meteoritika, wyp. 4, 1948, s. 84. Por. także *25*.

rytów ze Starego Boryskina, oznaczony przy pomocy wagi Westphala, waha się w granicach 2,604 - 2 533 ± 0,003. Bliższe dane o meteorytach węglistych znaleźć można w literaturze przedmiotu (np. *25)*, raz jeszcze jednak podkreślić muszę, że przedwczesnym byłoby twierdzenie, że meteoryt z Grzemp należy właśnie do tej a nie innej odmiany chondrytów. Jedynie niski ciężar właściwy zbadanego odłamka nasunął mi myśl przytoczenia powyższych uwag.

Zagranicą meteoryt nasz jest na ogół nieznany lub bardzo mało znany. W katalogu meteorytów Heya z 1940 r. *(5)* figuruje on wprawdzie dwukrotnie pod nazwą „Grzempach“ [8], z tym jednak dodatkiem, że spadek jego nie został potwierdzony (unconfirmed). Nie podano też masy spadłego okazu. Wymieniony on został również w tym katalogu, jak już o tym była mowa na wstępie, wśród meteorytów „wątpliwych“ (doubtful).

Ostatnio wyszedł w Londynie nowy katalog tego autora, jednak nie miałem go jeszcze w ręku.

O meteorycie z Grzemp wspomina również w swej pracy F. Slavik i L. J. Spencer *(19)*, jednak bez żadnych szczegółów. Inne źródła *(9)* są również jak najbardziej ogólnikowe. Najwięcej danych podaje artykuł Szulczewskiego *(21)* oraz notatka Zerbsta *(15)*.

METEORYT Z MORASKA

S. m. z.[9]: $\varphi = 52^0 28'$, $\lambda = 16^0 54'$ [10].

Dnia 12 listopada 1914 r., podczas budowy umocnień na terenie wojskowym w Morasku pod Poznaniem, wicefeldfebel kierujący tymi robotami dr Cobliner wydobył z głębokości ok. pół metra meteoryt żelazny, który, zważony potem przez prof. Pfuhla, ważył 77,5 kg *(21)*. Był on kształtu podługowatego, pokryty otoczką opalenizny i piezogliptami (por. pl. I). Później wykopano jeszcze w tym samym rejonie dalsze trzy całkowite okazy wagi: 1) 4,2 kg oraz 2) i 3) po 3,5 kg każdy. Są one także pokryte otoczką i piezogliptami oraz zawierają dość dużo rdzy. Okazy te uzyskano około roku 1920 od mieszkańców. Nie jest wyłączone, że inne jeszcze okazy pozostały u ludności.

Niemcy zajęli się tymi znaleziskami i podobno, jak mi o tym mówił prof. Szulczewski, w Obserwatorium Astronomicznym w Spandawie miały się znajdować obszerne dotyczące ich akta (a także spadku w Grzempach). W aktach tych znajdowała się jakoby również jakaś drukowana praca.

---

[8] Przykład zniekształcenia nazwy przez przypadkowanie.

[9] Spółrzędne miejsca znalezienia.

[10] Spółrzędne geograficzne okolicy Moraska, gdzie wydobyto największy okaz

Miał pisać na te tematy b. kustosz Muzeum Wielkopolskiego w Poznaniu prof. dr F. Pfuhl [11]. Zgodnie ze słowami prof. Szulczewskiego, w Muzeum Wielkopolskim znajdowały się także dotyczące tych znalezisk akta, lecz poszukiwania ich w Poznaniu, dokonane przeze mnie w 1954 r., nie dały wyników.

Szczęśliwie się stało, że interesujący się żywo meteorytami prof. Stanisław Małkowski podczas swego pobytu w Poznaniu w roku 1928 poczynił na temat meteorytów z Moraska szereg notatek ze źródeł archiwalnych. Jego uprzejmości zawdzięczam możność przytoczenia ich w niniejszej pracy [12].

W czasie I-ej wojny światowej Niemcy wywieźli w grudniu 1915 r. duży okaz z Moraska do Berlina, gdzie miał go opracować dr Loebe, o wyniku jednak jego badań brak wiadomości.

Po zakończeniu I-ej wojny światowej, dyrektorowi Muzeum Wielkopolskiego udało się, na wniosek prof. Szulczewskiego, nie bez trudu jednak i dłuższych starań, rewindykować go przy końcu roku 1920 i przywieźć do Poznania. Równocześnie uzyskano i płytę polerowaną z tego okazu. Okaz jest u dołu okrojony. Jeśli pierwotna jego masa wynosiła 77,5 kg, to biorąc pod uwagę wymienione okrojenie, brak około 11,5 kg, z których część Niemcy zatrzymali prawdopodobnie u siebie, lub które zużyto przy badaniach, okaz bowiem zważony przeze mnie w roku 1954 na wadze dziesiętnej (o niesprawdzonej dokładności) ważył tylko 61 kg. Wymiary jego wynoszą: wysokość 44-37 cm, szerokość 20-28 cm, obwód 100-116 × 50-70 cm. Obecnie w Poznaniu znajdują się cztery okazy tego meteorytu, ogólnej wagi 72,2 kg, i dwa odcinki z głównego prawdopodobnie okazu, wagi 4,25 kg i 815,5 g; razem więc całkowita masa meteorytu z Moraska, znajdująca się w zbiorach polskich, wynosi 77,2655 kg. Masa płyty polerowanej, zwróconej podobno przez Niemcy, której na razie nie odnaleziono, nie jest mi znana. Największy z powyższych okazów jest również największym — miejmy nadzieją, tylko na razie — meteorytem polskim.

Jak wynika z notatek prof. Małkowskiego, niewielki odłamek meteorytu (być może pochodzący od dra Coblinera) badany był w Kgl. Geolo-

---

[11] Był to profesor gimnazjum św. Marii Magdaleny w Poznaniu, „zasłużony badacz na polu fizjografii Wielkopolski", jak go nazywa Edward Chwalewik (Zbiory Polskie, Warszawa-Kraków, 1927, t. 2). Zmarł w roku 1913.

[12] Według tych notatek, akta dotyczące znalezisk z Moraska i Grzemp znajdowały się w roku 1928 w kancelarii głównej Muzeum Wielkopolskiego w Poznaniu (skrytka 4a). List oryginalny dra Coblinera z dnia 12 listopada 1914 r. do kierownika Muzeum w Poznaniu donosi m. in.: „Bei Schanzarbeiten fand ich heute im gewachsenen Boden (Kies) ungefähr einen halben Meter unter der Erdoberfläche einen Metallklumpen von ungefähr 75 Kg. Gewicht. Der Klumpen ist bis auf eine ganz kleine Ecke, die abgebrochen wurde und in meinem Besitze ist, völlig unbeschädigt".

gische Landesanstalt w Berlinie. Badania, według listu dyrektora Zakładu Beyschlaga (z 8 października 1915 r.) do profesora Schulza [13], wykazały 6,65% niklu. Skład prawie wyłącznie z kamasytu w postaci wydłużonych o różnej kierunkowości bryłek, przy równoczesnym prawie całkowitym braku elementów strukturalnych, tzw. triasu (kamasyt, tenit, plesyt). Bryłki wykazywały linie Neumanna; pasemka tenitowe były rzadkie. Zauważono jakby wrostki szrajbersytu, natomiast figur Widmannstättena wówczas nie wykryto. Co się tyczy tych figur, to — jak wynika z pracy Szulczewskiego *(21)* i notatek prof. Małkowskiego — zostały one jednak później wykryte na większym przekroju.

Z powyższego opisu można sobie z grubsza zdać sprawę z charakterystyki tego meteorytu i z miejsca, jakie może on zająć w klasyfikacji syderytów. Zawartość w nim niklu przewyższa na ogół zawartość tego pierwiastka w heksaedrytach, która według Buddhue wynosi średnio 5,57, jest natomiast charakterystyczna dla bardzo grubostrukturalnych oktaedrytów (odmiana Ogg), w których, według tego autora, wynosi ona średnio 6,54. Obecność linii Neumanna na bryłkach kamasytu charakterystyczna jest nie tylko dla heksaedrytów, ale i dla oktaedrytów odmiany Ogg. W tej odmianie obserwowane były również warstewki troilitu, szrajbersytu lub innego minerału. Wprawdzie makrostruktura naszego meteorytu zbliżona jest do makrostruktury odmiany tzw. heksaedrytów brekcjowych (Hb), jednak zawartość w nim niklu i zaobserwowana struktura Widmannstättena stawia pod znakiem zapytania możność zaliczenia go do tej odmiany. Nie można go również zaliczyć do ataksytów, nawet bardzo ubogich w nikiel (np. typ Siratik, niklu 6,88%), z uwagi zarówno na jego strukturę ogólną, jak i brak plesytu, tego głównego składnika ataksytów.

Z tych wszystkich danych i rozważań wynikałoby, że meteoryt nasz można by zaliczyć do typu pośredniego pomiędzy heksaedrytami tzw.

---

[13] Oto treść listu:

„Das dem unterzeichneten am 6 September übergegebene Stück Eisen ist hier untersucht worden. Es handelt sich in der Tat um Meteoreisen. Der Nickelgehalt beträgt 6,65%, entsprechend der Konzentration des Kamazits, die zwischen 6 und 7% schwankt. Die Struktur zeigt demgemäss fast nur Kamazit in länglichen, verschieden orientierten Körnern, während die übrigen Strukturelemente der sog. Trias fast vollständig fehlen und daher auch die bekannte Widmannstättensche Struktur nicht entstehen könnte. Die Körner zeigen Neumannsche Linien (Zwillingslamellen), die den orientierten Schimmer bedingen. Nur vereinzelt finden sich tänitähnliche Leisten, stellenweise nach Art der Felder parallel gelagert und Einschlüsse von Schreibersit (?).

Das Eisen erinnert seinem Nickelgehalt nach an die nickelarmen Ataxite, bei denen nach der vorhandenen Literatur jedoch bisher noch keine so grobkörnige Struktur beobachtet wurde. Dem Gefüge nach ähnelt es dagegen mehr den körnigen Hexaedriten. Die Zugehörigkeit zur einen oder andern Gruppe konnte wegen der Kleinheit des Stückes nicht sicher festgestellt werden".

brekcjowymi (Hb) a bardzo grubostrukturalnymi oktaedrytami „brekcjowymi“, które klasyfikacja Breziny wymieniała jako osobną odmianę i oznaczała symbolami (Obc) i (Obz). Nowoczesne klasyfikacje odmiany tej nie wyróżniają zaliczając jej reprezentantów do odmian ogólnych.

Niektórzy autorzy (np. Perry, La Paz) zwrócili uwagę na trudność zaliczenia pewnych syderytów wyraźnie do heksaedrytów czy też oktaedrytów. Stąd pochodzi myśl wyodrębnienia ich w postaci specjalnego gatunku heksaoktaedrytów. W tym przypadku można by oznaczać je np. symbolem Hb+Ogg, lub Hb - Ogg.

W literaturze przedmiotu spotykamy szereg podobnych syderytów. Na przykład meteoryt z Ainsworth (Ni=6,49%, Ni-Co=6,9%) oznaczany przez niektórych autorów (np. Priora, *14)* jako oktaedryt Ogg, nie wykazuje nawet śladu struktury oktaedrycznej. Meteoryt z Mount Joy (Ni=4,81%[14], Ni-Co=6,40%[15]) Link, Brezina i Wülfing zaliczali do heksaedrytów (Hb), gdy natomiast Berwerth, Henderson i Prior — do oktaedrytów (Ogg), Perry zaś, autor kapitalnej pracy „The Metallography of Meteoric Iron“ *(12)* i znany specjalista w zakresie meteorytów żelaznych zalicza meteoryt z Mount Joy (i niektóre inne, jak meteoryt z Baltimore czy Saundia Mts.) do heksaedrytów „brekcjowych“. Nie będziemy mnożyć tych przykładów. Jak słusznie zwraca uwagę Perry, za cechę charakterystyczną, pozwalającą na zaliczenie danego syderytu do gatunku oktaedrytów, należy uważać istnienie w nim wyraźnej i przeważającej struktury oktaedrycznej. Sam skład syderytu, w szczególności zawartość w nim niklu czy obecność lub nieobecność tenitu lub plesytu, nie może stanowić wystarczającego kryterium.

Z tych wszystkich względów ostateczne sklasyfikowanie meteorytu z Moraska musimy odłożyć do czasu sporządzenia i zanalizowania szlifów przechowywanych u nas okazów tego meteorytu. Materiału nam nie brak.

Spadek meteorytu z Moraska był prawdopodobnie spadkiem nie indywidualnym, lecz grupowym — tzw. deszczem meteorytów. Jaka była jego ogólna masa i na jakiej przestrzeni mógł się on rozsiać, nic nam na razie nie wiadomo. Należy wszakże odnotować, że w ostatnich latach przed II-gą wojną światową zostały znalezione w okolicach Obornik, czy też w lasach obornickich, daleko od ludzkich osiedli, dwie bryły żelazne, po parę czy kilka kg każda, noszące piętno długiego przebywania na powierzchni ziemi. Badane były w Poznaniu i z miarodajnych opowiadań naukowców, którzy je mieli w swym ręku, należy sądzić, że były to meteoryty. W czasie okupacji zaginęły; zostały one być może zabrane przez Niemców, co by samo przez się potwierdzało to domniemanie. Jeśli wspomniane okazy były w rzeczywistości meteorytami tego samego gatunku

[14] Analiza W. Tassina (fide *10)*.
[15] Według Perry'ego *(12)*.

i odmiany syderytów, co okazy z Moraska, można by wysunąć hipotezę, że należały one do jednego i tego samego spadku — deszczu meteorytów żelaznych, który rozsiał się na przestrzeni o długiej osi elipsy rozsiania, ok. 20-25 km, biegnącej od Obornik do Poznania. Jeśli pod Poznaniem spadły największe okazy, to lot kosmolitu powinien był być skierowany z północy na południe. Oczywiście meteoryty z Obornik mogły należeć także i do zupełnie innego spadku, jednak jest to raczej mało prawdopodobne.

W literaturze zagranicznej meteoryt nasz jest mało znany. W katalogu Heya z 1940 r. *(5)* figuruje on wprawdzie (pod nazwą „Morasku"[16]), ale traktuje się go jako wątpliwy, podobnie jak meteoryt z Grzemp, i nie podaje się masy znaleziska. Wspominają o nim w cytowanej już pracy Slavik i Spencer *(19)* oraz niektóre inne źródła, o których była mowa przy meteorycie z Grzemp.

Podając garść wiadomości o tych kilku mało znanych polskich meteorytach zdajemy sobie sprawę, że nie są one pełne; być może także, szczególnie w odniesieniu do meteorytu z Moraska, okażą się w niektórych szczegółach niezupełnie ścisłymi, ponieważ część podanych informacji uzyskano tylko z rozmów przeprowadzonych z kompetentnymi zresztą osobami. Nie należy tracić nadziei, że zaginione w kraju albo znajdujące się zagranicą akta, dotyczące meteorytów z Moraska i Grzemp, znajdą się jednak i zostaną udostępnione do badań.

Co się wreszcie tyczy meteorytów ze Świdnicy Górnej i Ratynia, to dalsze poszukiwania archiwalne i terenowe w zbiorach będą nadal prowadzone i, miejmy nadzieję, doprowadzą do uzyskania nowych danych, uzupełniających wyżej podane informacje.

Warszawa, w lutym 1955 r.

LITERATURA CYTOWANA

1. DZIAŁYŃSKI T. Sprawozdanie z czynności Towarzystwa Przyjaciół Nauk Poznańskiego do dnia 1 stycznia 1860 r. — Roczn. TPNP, t. I, s. 585-603. 1860.
2. Gazeta Kielecka, Nr 72 z 31.VIII. (12.IX.) 1880 r.
3. Gazeta Polska, Nr 201 z 10.IX.1880 r.
4. Gazeta Warszawska, Nr 201 z 10.IX.1880 r.
5. HEY M. H. Second appendix to the Catalogue of Meteorites, Pp. 5, 6, 47, 76. London 1940.
6. KRINOV E. L. Meteority. Akad. Nauk SSSR. Pp. 335. Moskva-Leningrad 1948.
7. Kurier Codzienny, Nr 199 z 6. IX.1880 r.
8. Kurier Warszawski, Nr 199 z 25.VIII. (6.IX) 1880 r.
9. ŁASZKIEWICZ A. Mineralogia. Str. 195. Warszawa 1936.
10. MERRILL G. P. Handbook and descriptive catalogue of the meteorite collections in the United States National Museum. Pp. 205. Washington 1916.

[16] Znów zniekształcenie na skutek przypadkowania.

11. MEUNIER St. Les Météorites. Paris 1867.
12. PERRY S. H. The metallography of meteoric iron. Smithsonian Inst. Pp. 206. Washington 1944.
13. Prace dokumentacyjne w ramach działalności Muzeum Ziemi w latach 1949-1951: Dokumentacja meteorytów polskich. — Wiad. Muz. Ziemi, t. VI, s. 150. 1952.
14. PRIOR G. T. Catalogue of Meteorites. London 1923.
15. Schneidemühler Zeitung z 10.IX.1910 r. (notatka prof. Zerbsta).
16. SIEMASZKO J. Meteoriten-Sammlung von Julian v. Siemaschko. Pp. 7. St. Petersburg 1885.
17. — Catalogue de la collection de Météorites de Julien de Siemachko. Pp. 16+2. Paris 1886.
18. — Katalog kollekcii meteoritov Jul. Simaško v S.-Peterburge (po 1891 g). (Catalogue de la Collection des Météorites de Julien de Siemachko). S.-Peterburg 1891.
19. SLAVIK Fr. & SPENCER L. J. Place-names of mineral-localities in Central Europe. — Miner. Mag., No. 121, vol. XXI, p. 478. 1928.
20. Słownik Geograficzny t. IX, s. 546 pod „Ratyń". 1888.
21. SZULCZEWSKI J. W. O meteorytach wielkopolskich. — Przyroda i Technika, II, s. 514-516. 1923.
22. Wiadomości o czynnościach Wydziału Nauk Przyrodniczych Tow. Przyj. Nauk Pozn. — Przyr. i Przem., Nr 5, s. 39. Poznań 1858.
23. Wiek, Nr 200 z 28.VIII.1880 r.
24. Wykaz darów, które nadesłali do dnia 1-go stycznia 1860 Towarzystwu Przyjaciół Nauk w Poznaniu. — Roczn. TPNP, t. I, s. 606. 1860.
25. ZAVARICKIJ A. N. & KVAŠA L. G. Meteority SSSR. Akad. Nauk SSSR. Pp. 244. Moskva 1952.



Okazy meteorytu z Moraska. Po bokach największego okazu dwa odcinki nieszlifowane. U dołu okazy całkowite

Fot. Z. J. Pniewski



Meteoryt z Grzemp. Masa pierwotna 690 g. Okaz przedstawiony na planszy — masa 659 g. Widzimy kształt zaokrąglony i brak piezogliptów. Powierzchnia gładko obtopiona, ciemna

Fot. Z. J. Pniewski